DIE NATURWISSENSCHAFTEN

BEGRÜNDET VON A. BERLINER UND C. THESING

UNTER BESONDERER MITWIRKUNG VON

ERICH v. HOLST

HERAUSGEGEBEN VON

ERNST LAMLA

BEIRAT:

J. BARTELS · E. BEDERKE · H. BROCKMANN · P. TEN BRUGGENCATE · A. BUTENANDT · C. W. CORRENS
H. J. DEUTICKE · R. GRAMMEL · O. HAHN · R. HARDER · M. HARTMANN · W. HEISENBERG · A. KÜHN
H. MARTIUS · R. W. POHL · W. WEIDEL

ORGAN DER MAX-PLANCK-GESELLSCHAFT ZUR FÖRDERUNG DER WISSENSCHAFTEN
ORGAN DER GESELLSCHAFT DEUTSCHER NATURFORSCHER UND ÄRZTE

SPRINGER-VERLAG / BERLIN · GÖTTINGEN · HEIDELBERG

48. JAHRGANG **HEFT 9** (ERSTES MAIHEFT) **1961**

INHALT

AUFSÄTZE

Seite

Morphogenese des Festlandes in Abhängigkeit von den Klimazonen. Von J. BÜDEL 313
Der Boden der Ozeane und die Erdgeschichte. Von E. SEIBOLD 319
Relative und absolute Datierungen quartärer Ablagerungen. Von H. STRAKA 324
Klima und Pflanzenkleid der Erde in dreidimensionaler Sicht. Von C. TROLL 332
Landschaftsökologische Untersuchungen als Grundlage standortsgerechter Landnutzung. Von E. NEEF 348
Die Antarktis und die geophysikalische Erforschung der Erde. Von H. HOINKES 354

KURZE ORIGINALMITTEILUNGEN

Geophysik

Passage einer Kernspaltprodukt-Schwade in der Höhe ohne Bodenberührung. Von R. REITER 375

Physik

U.V. Spectrum of $KAuCl_4$. Von A. CHAKRAVORTY 375
Die Rotationsanalyse der Bandensysteme des Scandiumoxyds. Von L. ÅKERLIND 375
Zusammenhang zwischen Röntgenreflexverbreiterung von Aluminiumpulvern und der Warmhärte daraus gewonnener Preßkörper. Von H. ROMEIS und P. ROYEN 376

Chemie

Eine schonende Methode zur Dehydratisierung von Ferrocenylcarbinolen. Von K. SCHLÖGL und A. MOHAR 376
Zur Konstitution der tetrameren Blausäure. Von W. THEILACKER 377
Synthese des 10-Methylchinolizidins. Von K. WINTERFELD und H. MEYER 377
Zwei Formen von Ni(II)-β-Diketonverbindungen. Von L. WOLF, E. BUTTER und H. WEINELT 378
Über „C-Glycoside" von Azulenen und analogen Verbindungen. Von W. TREIBS 378

Biophysik, Biochemie

Modifications adaptives de la phosphomonoestérase acide érythrocytaire pendant l'évolution philogénétique. Von L. M. BURUIANA et EL. HADARAG 379
Chemical Investigation of Argentine Sunflower, Helianthus Annuus. Von A. RAHMAN und T. KOPSIC 379
Zwei Wege der Entmethylierung von N-Methylanilin durch Mikrosomen aus Rattenlebern. Von M. KIESE und H. UEHLEKE 379

Physiologie, Medizin

Insulin and the Dextran Anaphylactoid Reaction. Von A. RÉDEI, S. NAGY und S. KARÁDY 380
Experimentelle, degenerative Nervenschädigungen durch Verbindungen des Hydrazins und Hydroxylamins. Von G. W. KLINGHARDT 381
EEG-Untersuchungen an Tieren mit gekreuztem Kreislauf. Von A. E. KORNMÜLLER, D. H. LUX und K. WINKEL . . . 381
Zum Stoffaustausch der Perilymphe des Innenohres. Von H. WRBA und L. SCHREINER 382
Der normale Bleigehalt im menschlichen Blute. Von L. JENŠOVSKÝ und Z. ROTH 382

Allgemeine Biologie, Botanik, Zoologie

Effect of Essential Oils on Seed Germination. Von J. C. MARUZZELLA und A. L. ROBBINS 383
Über den Einfluß von Kinetin auf Gewebestücke von Kartoffelparenchym. Von G. FELLENBERG 383
Versuche mit Gibberellinsäure an Waldbaum-Sämlingen und -Stecklingen. Von G. H. MELCHIOR 384
Absence of Individual Chromosomes and Radiation Sensitivity of Bread Wheat. Von D. JAGATHESAN und M. S. SWAMINATHAN 384
Der Einfluß von Inhibitoren auf die Wirksamkeit einer Jarowisationsbehandlung von Winterweizen. Von G. GÜNTHER . 385
Chemisch bedingte Wachstumshemmung trotz unterschiedlicher Beeinflussung der Aktivitäten von Kathepsin und saurer Phosphatase in Schwanzregeneraten von Xenopuslarven. Von H. P. VON HAHN, B. NIEHUS, A. SCHOLL und F. E. LEHMANN 386
Über die Gestaltung des Geschlechtszyklus in hypothyreotischen Ratten. Von J. KULCSÁR-GERGELY und A. KULCSÁR . . . 387
Was ist die Grundlage der Korallenfischsymbiose: Schutzstoff oder Schutzverhalten? Von M. BLÖSCH 387
The Origin and Structure of Tonofibrillae in Simulium ornatum Meigen (Simuliidae, Diptera, Nematocera). Von V. J. I. GRANT 388

Morphologie, Zytologie

Die submikroskopische Struktur des Barrschen Zellkernkörpers (des sog. Geschlechtschromatins). Von G. THOENES 388
On the Occurrence of Feulgen Positive Nucleoli in Adrenocortical Cells of the Pigeon. Von T. K. BHATTACHARYYA und A. GHOSH 389
Fluorescence of Subcutaneous Adipose Tissue of Mouse after Oral Administration of 3,4-Benzpyrene. Von E. E. NISKANEN und O. ÄYRÄPÄÄ 390
Action of Sodium Pyruvate upon Nucleated and Enucleated Fragments of Stentor Coeruleus. Von A. STOLK 390

Virologie

Über die Gewinnung von infektiösem Preßsaft aus „Wintertyp"-Pflanzen des Tabak-Rattle-Virus durch Phenolextraktion. Von H. L. SÄNGER und E. BRANDENBURG 391

BESPRECHUNGEN

H. P. KÜNZI, Quasikonforme Abbildungen. (Ref.: CHR. POMMERENKE 391
G. R. BURBIDGE, F. D. KAHN, R. EBERT, S. v. HOERNER und ST. TEMESVÁRY, Die Entstehung von Sternen durch Kondensation diffuser Materie. (Ref.: H. ELSÄSSER) 392
R. W. G. WYCKOFF, Crystal Structures. Vol. 16. (Ref.: J. ZEMANN) 392
Structure Reports. Hrsg. v. A. J. C. WILSON. (Ref.: J. ZEMANN 392
Amino Acids, Proteins and Cancer Biochemistry. Hrsg. v. J. T. EDSALL. (Ref.: F. KRÖNING) 392
The Proteins. Bd. 2B. Hrsg. v. H. NEURATH und K. BAILEY. (Ref.: G. CHR. HIRSCH) 392

DIE NATURWISSENSCHAFTEN

Begründet 1913 von *A. Berliner* und *C. Thesing*. 1934/35 herausgegeben von *H. Matthée*, 1936—1944 herausgegeben von *F. Süffert*, 1945—1949 herausgegeben von *A. Euchen*.

Beilage: „Mitteilungen der Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Ärzte".

Bildet die Fortsetzung der „Naturwissenschaftlichen Rundschau", begründet 1886 und bis 1912 (Jahrgang 27) herausgegeben von *J. Bernstein, V. Meyer, B. Schwalbe, W. Sklarek* u. a. Braunschweig, F. Vieweg & Sohn.

Organ der Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Ärzte und Organ der Max-Planck-Gesellschaft zur Förderung der Wissenschaften (bis 1948 Organ der Kaiser-Wilhelm-Gesellschaft).

Die **„Naturwissenschaften"** erscheinen zweimal monatlich. Bestellungen nimmt jede Buchhandlung und jedes Postamt entgegen. Preis vierteljährlich 15.— DM, für das einzelne Heft 3.— DM, zuzüglich Postgebühren. Für Mitglieder der Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Ärzte und Studierende der Naturwissenschaften ermäßigt sich der Bezugspreis auf vierteljährlich 12.— DM zuzüglich Zustellgebühren. Lieferung läuft weiter, wenn nicht vier Wochen vor Quartalschluß abbestellt wird. Der Bezugspreis ist im voraus zahlbar.

Grundsätzlich dürfen nur Arbeiten eingereicht werden, die vorher weder im Inland noch im Ausland veröffentlicht worden sind und die auch nachträglich nicht anderweitig zu veröffentlichen der Autor sich verpflichtet. Mit der Annahme des Manuskripts und seiner Veröffentlichung durch den Verlag geht das Verlagsrecht für alle Sprachen und Länder einschließlich des Rechts der photomechanischen Wiedergabe oder einer sonstigen Vervielfältigung an den Verlag über. Jedoch wird gewerblichen Unternehmen für den innerbetrieblichen Gebrauch nach Maßgabe des zwischen dem Börsenverein des Deutschen Buchhandels e.V. und dem Bundesverband der Deutschen Industrie abgeschlossenen Rahmenabkommens die Anfertigung einer photomechanischen Vervielfältigung gestattet. Wenn für diese Zeitschrift kein Pauschalabkommen mit dem Verlag vereinbart worden ist, ist eine Wertmarke im Betrage von DM 0.30 pro Seite zu verwenden. *Der Verlag läßt diese Beträge den Autorenverbänden zufließen.*

Sonderdrucke: Den Verfassern von Originalbeiträgen und Kurzen Originalmitteilungen stehen 75 Exemplare kostenfrei zur Verfügung.

Anschrift der Redaktion:
(20b) Göttingen, Jennerstr. 21, Tel. 59717

Anzeigen werden von der Anzeigenabteilung des Verlages (Berlin-Wilmersdorf, Heidelberger Platz 3, Fernsprecher 830301, Fernschreibnummer 01-83319) angenommen. Die Preise wolle man unter Angabe der Größe und des Platzes erfragen.

Springer-Verlag
Berlin · Göttingen · Heidelberg

Die Wiedergabe von Gebrauchsnamen, Handelsnamen, Warenbezeichnungen usw. in dieser Zeitschrift berechtigt auch ohne besondere Kennzeichnung nicht zu der Annahme, daß solche Namen im Sinne der Warenzeichen- und Markenschutz-Gesetzgebung als frei zu betrachten wären und daher von jedermann benutzt werden dürften.

Redaktionelle Hinweise

I. Allgemeines

1. Bei der Einsendung von Manuskripten an „Die Naturwissenschaften" bittet die Redaktion die Herren Autoren, stets im Auge zu behalten, daß die Zeitschrift in erster Linie den Wünschen und Interessen des weiten Kreises ihrer Leser zu dienen hat und daß daher ihnen gegenüber Sonderwünsche der Herren Autoren in bezug auf Inhalt, Form und Umfang ihrer Veröffentlichung zurücktreten müssen, falls die Redaktion dies für erforderlich hält.

2. Vor allem bittet die Redaktion, von der Einsendung von Aufsätzen Abstand zu nehmen, die nur für einen engbegrenzten Leserkreis verständlich und von Interesse sind und die daher in einer Fachzeitschrift ihren richtigen Platz haben. Ausnahmen bilden knapp gefaßte Schilderungen der Ergebnisse eben fertiggestellter Arbeiten; für diese ist die Rubrik „KOM" („Kurze Originalmitteilungen") vorgesehen. Wegen Platzmangels sind allerdings auch hier gewisse Einschränkungen nötig. In bezug auf den Inhalt: Angenommen werden können nur wirklich wichtige Arbeiten (z. B. keine bloßen Analogiearbeiten). In bezug auf den Umfang: Im Durchschnitt kann für eine einzelne KOM nur der Raum einer Spalte (etwa 1000 Silben) zur Verfügung gestellt werden.

3. Die KOM erscheinen „unte ausschließlicher Verantwortung der Autoren". Eine wissenschaftlich-kritische Stellungnahme der Herausgeber zu ihrem Inhalt erfolgt nicht. Die Redaktion prüft lediglich, ob ein genügendes Allgemein-Interesse vorliegt.

4. „Kurze Originalmitteilungen" aus dem englischen und französischen Sprachgebiet können in der Originalsprache veröffentlicht werden.

II. Spezielle Hinweise

Alle Sendungen und Zuschriften sind zu richten an:

Redaktion der Naturwissenschaften,
(20b) Göttingen, Jennerstr. 21, Tel. 59717.

In sämtlichen Fällen erhalten die Autoren eine Bestätigung über das Eintreffen von Manuskripten sowie über deren Annahme oder Ablehnung. In den Aufsätzen sind seltene und nur einem kleinen Leserkreis verständliche Fachausdrücke nach Möglichkeit zu vermeiden oder in einer Fußnote kurz zu erläutern. Literaturzitate sind fortlaufend zu numerieren; die angeführten Arbeiten werden dann in einem Literaturverzeichnis am Schluß der Arbeit zusammengestellt. Bei Erläuterungen des Textes durch Figuren ist überflüssiger Aufwand zu vermeiden. Figurenvorlagen für Strichätzungen sind so sorgfältig herzustellen, daß nach ihnen ohne weitere Rückfragen Reinzeichnungen angefertigt werden können. Diese werden zur Zeitersparnis den Autoren im allgemeinen nicht vorgelegt, sondern seitens der Redaktion kontrolliert.

Fotografische Abbildungen (Autotypien) können gebracht werden, soweit sachlich erforderlich. In vielen Fällen läßt sich jedoch das Wesentliche durch eine (leichter reproduzierbare) Zeichnung ebensogut zeigen.

Korrekturen

Die Autoren der Aufsätze, Berichte und Buchbesprechungen erhalten eine Fahnenkorrektur, deren umgehende Erledigung und Rücksendung erbeten wird.

Bei den KOM wird zur Beschleunigung des Erscheinens die Korrektur von Text und Abbildung von der Redaktion besorgt, soweit nicht der Autor bei Einsendung des Manuskriptes ausdrücklich den Wunsch äußert, diese Arbeit selbst vorzunehmen. Bei KOM ohne Figuren soll hierdurch das Erscheinen innerhalb 4 Wochen nach Eingang bei der Redaktion ermöglicht werden.

Besprechungsexemplare

Es wird gebeten, von der unverlangten Zusendung von Besprechungsexemplaren abzusehen und zunächst eine Anfrage an die Redaktion zu richten, die gegebenenfalls dann ein Exemplar anfordern wird. Für die Rückgabe unverlangter Besprechungsexemplare kann keinerlei Gewähr übernommen werden.

Die Wüsten der Erde
und ihre Erforschung

Von Professor Dr. Alfons Gabriel, Wien

(Verständliche Wissenschaft. Naturwissenschaftliche Abteilung. Herausgegeben von Professor Dr. Karl von Frisch, München. Sechsundsiebzigster Band)

Mit 34 Abbildungen und einem Kartenanhang. VIII, 167 Seiten Kl.-8°. Ganzleinen DM 8,80

SPRINGER-VERLAG · BERLIN · GÖTTINGEN · HEIDELBERG

DIE NATURWISSENSCHAFTEN

48. Jahrgang Heft 9 (Erstes Maiheft) 1961

Morphogenese des Festlandes in Abhängigkeit von den Klimazonen*)

Von J. Büdel, Würzburg

Die Morphogenese des Festlandes untersucht den Formenschatz, d.h. das *Oberflächenrelief* der über die Ozeane aufragenden Teile der *Festen Erdrinde*. Fast zwei Drittel (71%) dieser festen Gesteinskruste unserer Erde sind vom Weltmeer (Ozeanische Hydrosphäre) verhüllt. Ein weiterer kleiner Anteil (knapp 3%) sind in den Polarräumen und auf den Hochgebirgen von Inlandeis und Gletschern (Kryosphäre) überdeckt. Nur ein starkes Viertel (26%) grenzt unmittelbar an die Atmosphäre und schließt damit den gesamten Wohnraum der Menschheit: die Ökumene ein.

Atmosphäre, Ozean und Kryosphäre bilden zusammen die ständig in Bewegung befindliche *Außenhülle* der Erde. Wenn dabei das landbedeckende Eis auch schwerer und zäher beweglich ist als Wasser und Lufthülle, so steht es doch mit den beiden anderen Hüllen in ständigem Austausch von Neubildung und Abschmelzen und bildet nur eine durch besonders starke Verzögerung ausgezeichnete Station innerhalb des allgemeinen irdischen Wasserkreislaufes. In dieser *ständig bewegten Außenhülle* der Erde gibt es *keine Dauerspuren* früherer Zustände. Die Bewegungen und Zustandsänderungen der Gletscher, des Meeres und der Atmosphäre spielen sich vor unseren Augen als durch aktuelle physikalische Messung genau verfolgbare Vorgänge ab. Gegenstand der Forschung ist hier der beobachtbare periodische und unperiodische Ablauf etwa von atmosphärischen Zyklonen und Jahreszeiten, von der allgemeinen planetarischen Zirkulation in Ozean und Atmosphäre, von Meeresströmungen, Meereswellen und Gletscherschwankungen. Was sich hier in der großen Retorte der Erdhülle an physikalischen und chemischen Prozessen dauernd vollzieht, ist Gegenstand verschiedener Zweige der *Geophysik*.

Ähnliches gilt aber auch von den Zuständen des *Erdinneren*. Der schon in wenigen, d.h. rund 10 bis 30 km Tiefe unter hohem Druck und bei hohen Temperaturen herrschende fremdartige Aggregatzustand macht die dort schichtweise nach ihrem Gewicht geordneten Mineralkombinationen „quasiflüssig", d.h. säkular- oder mindestens latent-beweglich. Tauchen aus der obersten, festen Erdkruste einzelne Schollen in die Zone dieses „Glutflusses" hinab, so werden sie aufgeschmolzen und ihrer ursprünglichen Struktur beraubt. Auch hier bleiben also *keine Dauerspuren* früherer Zustände bestehen. Ziel der Forschung kann also auch hier nur die Beobachtung der gegenwärtig herrschenden Zustände und ihrer langsamen Änderungen (etwa von „Magma-Unterströmungen") sein. Je mehr die Beobachtung der sich dort dauernd abspielenden Vorgänge durch ihre äußere Unzugänglichkeit erschwert und daher auf indirekte Rückschlüsse (aus den Spektren noch glühender Gas-Sterne, aus Meteoriten, aus dem Schwere- und Magnetfeld der Erde und vor allem aus Erdbebenwellen) angewiesen ist, um so mehr ist auch die Erforschung des Schmelzflusses im Erdinneren ebenso wie diejenige der ständig bewegten Außenhülle Gegenstand der *Geophysik*. Die *ständige Verschiebbarkeit* der zusammensetzenden Moleküle ist dabei das charakterische Kennzeichen der inneren wie der äußeren Erdsphäre.

Zwischen beiden aber liegt die vergleichsweise hauchdünne, nur 10 bis 30 km mächtige, *erstarrte Gesteinshaut* der *Festen Erdrinde* als ein Gebilde von völlig anderer und zwar äußerst *dauerhafter* Struktur. Sie ist dabei keineswegs bewegungslos. Aber die Bewegungen in ihrem Körper gehen (von Erdbebensprüngen abgesehen) fast stets mit äußerster Langsamkeit vor sich und betreffen meist nur große Schollen. Wir können — sehr summarisch — zwei Stockwerke dieser Bewegungen unterscheiden. In einer noch vergleichsweise „plastischen" *Tiefenzone* haben sich im Lauf der Erdgeschichte ungeheuere *Horizontal*bewegungen (Überschiebungen) abgespielt, die der Geologe *Orogenesen* nennt. Ihre Spuren sind in manchen nachträglich gehobenen Krustenteilen — etwa in den Alpen — hervorragend zu verfolgen. Dabei sind oft hinabtauchende Teile im Glutfluß eingeschmolzen (metamorphisiert-migmatisiert) worden. Umgekehrt dringen von unten Ausläufer des Glutflusses — Plutone — ständig in die feste Erdkruste ein, um dort allmählich zu erstarren. Als tätige Vulkane gelangen sie vereinzelt bis in die Oberzone, ja bis an die Erdoberfläche selbst. In dieser *Oberzone* herrschen als Ausfluß tieferer Horizontalverschiebungen und Magmaströmungen mehr vertikale Schollenbewegungen; d.h., Krustenblöcke werden langsam emporgehoben oder versenkt. Der Geologe spricht hier von *Epirogenese*[1]). Für die dabei herrschenden Geschwindigkeiten ist etwa 1 cm im Jahr schon ein unerhörter, nur an ganz wenigen Erdstellen erreichter Maximalwert. Vor allem aber vollziehen sich diese stets großscholligen Bewegungen *ohne* gegenseitige Verschiebung der einzelnen Moleküle. Die hier vorhandenen Gesteine bleiben trotz einer langsamen diagenetischen Veränderung und trotz mancher Zerrung, Dehnung und Pressung ständig *fest:* d.h., sie *bewahren ihre Struktur*. Die dünne Gesteinshaut der Festen Erdrinde (besonders ihrer Oberzone) ist damit die einzig bis in ihre Einzelzüge weithin unveränderte, lange ausdauernde Teilsphäre unseres Planeten. Wir kennen Sedimentgesteine, die eine Milliarde Jahre, und Plutone, die noch mehr als doppelt so alt sind. Aus ihnen haben *Geologie* und *Paläontologie* das stolze Gebäude der Erdgeschichte errichtet. Deren einzelne Phasen sind *nicht* — wie die Erscheinungen und Bewegungen des Erdinnern oder der irdischen Außenhülle — durch die physikalische Messung dauernd vor unseren Augen sich abspielender Vorgänge aufzuklären. Die Methode

*) Vortrag, gehalten auf der 101. Versammlung der Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Ärzte am 28. September 1960 in Hannover.

[1]) Epirogenese = Landentstehung, von griechisch ἤπειρος = Festland (im Gegensatz zu Meer und zu Inseln).

dieser beiden *historischen Naturwissenschaften* ist vielmehr die Rekonstruktion uralter, längst vergangener Umwälzungen aus oft winzigen Spuren vermittels der reinen, klassischen Logik: des langsam und mühselig das jeweils Unwahrscheinlichere gegenüber dem Wahrscheinlicheren aussondernden Indizienbeweises. Dieser ist in jedem Fall das Rückgrat ihrer Methodik. Untersuchungen physikalisch-mathematischer (etwa mineralogischer) Art können hier meist nur das Indizienfeld reicher, einzelne Prüfergebnisse *genauer*, aber die logischen Ansätze, auf die es hier ankommt, nicht *richtiger* machen.

Wie die Geologie ist nun auch die *Geomorphologie*, d.h. die Lehre von der Entstehung der *Oberflächenformen* (des Reliefs) der Festen Erdrinde mit dem Kern ihrer Arbeitsweise keine physikalisch-mathematische, sondern eine *historische* Naturwissenschaft. Sie untersucht zweierlei:

a) die *Vorgänge*, welche die Ausgestaltung des irdischen Reliefs bewirken, und zwar weit weniger in der künstlichen Isolierung ihrer Komponenten im Laborversuch als vielmehr gerade in den charakteristischen *Kombinationen*, in der sie tatsächlich auf die Erdoberfläche stets zusammenwirkten und zusammenwirken, und

b) das heute vorhandene *Relief* selbst, das an jedem Punkt der Erdoberfläche aus einem Entwicklungsgang aufeinanderfolgender, sehr verschiedenartiger solcher Vorgangskombinationen entstanden ist.

Dies Relief liegt in verwirrender Fülle vor uns. Eine normale Karte — selbst großen Maßstabes — erlaubt gerade nur die allergröbste Ordnung in Tiefländer, Stromebenen oder Binnenbecken, in Platten- und Hügelländer, in Mittelgebirge und endlich in die Hochgebirge. In diesen tritt uns die äußerste Formenbuntheit im einzelnen am sinnfälligsten entgegen. In Wahrheit ist aber diese Buntheit in Formgemeinschaften von weniger auffälligem Relief meist noch größer und genetisch verwickelter. Mit der Ordnung und wissenschaftlichen Erklärung dieser Mannigfaltigkeit beschäftigt sich die Geomorphologie auf den vorgenannten zwei Wegen.

Alle diese Formen entstehen im Widerstreit der eben genannten Vertikalbewegungen in der oberen Erdkruste, besonders der Aufwölbung und Hebung einzelner Schollen durch *endogene* (innenbürtige) Vorgänge, *und* der durch Schuttbewegungen aller Art und durch Flüsse, kurz durch die Folgesumme aller Wetter- und Klimaeinwirkungen (d.h. also letztlich durch die Sonnenenergie) erzeugten *exogenen* (außenbürtigen) Vorgänge, die danach streben, diese Hochgebiete (und dies schon während ihrer Hebung) abzutragen, sie wieder zu erniedrigen. Das geschieht durch die Verwitterung und Bodenbildung sowie durch eine Reihe von Vorgängen, die den Abtransport des aufbereiteten Materials besorgen: flächenhafte Abspülung und allgemeine Bodenbewegungen (sog. Denudationsvorgänge) auf den Breiten des Landes und linienhafte Erosion durch die Gletscher, die Meeresbrandung und vor allem die Flüsse längs bestimmter Schutt-Transportbahnen auf der Erde. Diese linienhaften Transport-Bahnen befördern (passiv, durch ein Medium) den Abtragungsschutt viel rascher und schürfen dabei den Untergrund dieser Bahnen immer tiefer aus. Solche Bahnen sind bei uns vor allem die Flußtäler. Erlahmt die Kraft der Transportmittel, so wird der Abtragungsschutt endgültig abgelagert: sei es zeitweilig in Binnenbecken, d.h. Tiefschollen innerhalb der Kontinente — also etwa unseren Seen — oder (für lange Zeit und endgültig) im Ozean. So entsprechen den Abtragungsformen der Hochgebiete Aufschüttungsformen in den Tiefenzonen.

Dieses Spiel von endogener Hebung einer-, exogener Abtragung und Aufschüttung andererseits, vollzieht und vollzog sich nun auch nicht an zwei Punkten der Erde irgendwann einmal in ganz gleicher Weise.

Für die Abwandlung dieser — hier nur in der allerersten Grundform angedeuteten — Vorgänge über die Erde sind *vier* verschiedene Einflüsse verantwortlich. Die ersten zwei Ursachengruppen streifen wir nur kurz.

1. Die *Epirovarianz*, das ist einfach die Verschiedenheit von Umfang und Stärke der vertikal nach oben — oder unten — gerichteten „epirogenen" *Schollenbewegungen im Oberteil der Festen Erdkruste*. Sie bestimmen unter den Ozeanen weithin fast allein das irdische Relief, denn hier werden alte, harte Gesteine so gut wie nirgends abgetragen. Höchstens werden hier diese tektonisch-epirogenen „Rohformen" des irdischen Reliefs etwas — meist nicht sehr stark — von dem Detritus überdeckt, den die Flüsse und Gletscher vom Festland ins Meer transportierten und der dort von den Meeresströmungen weitergetragen (zuweilen auch ein wenig wieder abgetragen) wird. Eine starke Zufuhr solchen Materials ins Meer erfolgt an den „Deltas" der Flußmündungen. Je weiter wir uns vom Festland entfernen, desto dünner wird diese Schicht, desto reiner zeigen die Ozeanböden ein rein geologisch bedingtes „epirogenes" Relief.

Auf dem Festland wird auf jeden Fall der Grundriß, also der Umriß der Gebirge oder Hügelländer „epirogen", d.h. durch den Umriß der tektonischen Hebungsgebiete bestimmt. So erhielt der Harz im Grundriß seine Rautenform; Erzgebirge, Schwarzwald, Pyrenäen diejenige eines langgestreckten, die Alpen die eines breitgeschwungenen Ovals. Auch die Höhe der Gebirge wird unter sonst gleichen Umständen von der Stärke, d.h. von der Geschwindigkeit der epirogenen Hebung der betreffenden Scholle erzeugt, und endlich hängt der Umstand, ob sich das Gebirge mit scharfem Steilknick über niedrigere Vorländer erhebt oder allmählich aus diesen auftaucht, ob eine große Flächenausdehnung des Hebungsbereiches dort große Ströme oder eine geringe nur kleine, kurze Flüsse entstehen läßt, weitgehend von der Stärke und dem Umfang der Hebungsgebiete, kurz von der Epirovarianz ab.

2. Bei dem letzten Satz kommt es aber sehr auf das Beiwort „unter sonst gleichen Umständen" an. Diese ändern sich auf kleinem Raum sehr stark durch die *Petrovarianz*. Die oben genannten Abtragungsvorgänge bewirken, daß auf dem Festland (im Gegensatz zu den Ozeanböden!) keine Hebungsscholle als epirogene Rohform in Erscheinung tritt, sondern immer nur als Abtragungsrest einer solchen. Diese wirklich entstehende Form des Hebungsgebietes ist weitgehend von der Widerständigkeit der Gesteine gegen die Abtragungsvorgänge abhängig: davon, ob diese morphologisch „hart" oder „weich" sind! Die Abtragungsleistung in der Zeiteinheit wird dadurch nicht nur quantitativ größer oder kleiner, sondern auch in der Qualität verschieden.

Auf kleine Entfernungen von einigen Kilometern oder auch Zehnern von Kilometern hin bringen Petrovarianz und Epirovarianz die auffälligsten Unterschiede im Festlandsrelief hervor. Beide Bedingungen wechseln indessen auf der Erde in einem sich rasch immer ± gleichartig wiederholenden Kleinmosaik. Stark gehobene Schollen wechseln überall auf meist nur wenige Zehner, äußerstenfalls Hunderte von Kilometern mit schwach gehobenen oder Senkungsbecken, und vollends die etwa zwölf Hauptgesteine der Erdoberfläche wiederholen sich in noch viel kleinräumigerem, aber von Pol zu Pol stets sehr gleichartig wiederholtem Wechsel.

3. Die Klimavarianz. Indessen sind auf der Erde nur auf die Entfernung weniger Breiten- oder Längengrade hin an solche gleichen petrographisch-epirogenen Voraussetzungen auch die gleichen Reliefformen geknüpft. Auch bei gleicher Hebungsstärke und ganz analogen Gesteins- und Strukturverhältnissen beobachten wir etwa am Nord- und Südrand der Alpen (auf nur 300 km Distanz) schon deutlich verschiedene Formen. Und diese Unterschiede verstärken sich, wenn wir etwa vom Nordalpenrand weiter nach Mittel- und Nordeuropa oder gar nach Spitzbergen, oder vom Südalpenrand nach Sizilien, nach Tunesien, in die Sahara oder gar die tropischen Sudan- und Guinealänder fortschreiten. Auf solche Entfernungen hin werden die geologischen Lokaleinflüsse von der *Klimavarianz* übertönt. Auch auf zwei Krustenteilen mit ganz gleicher Hebungstendenz und völlig analoger Gesteinszusammensetzung entsteht von einer Klimazone zur anderen ein völlig anderes Zusammenspiel der formbildenden Prozesse. Der Grund ist natürlich der an die exogenen Klimabedingungen geknüpfte Wandel dieser Vorgänge. Feuchte und warme Klimate beschleunigen die chemische Zersetzung der Gesteine (letztlich zu Tonmineralien), trockene und kalte schaffen mechanische Zerfallsböden. Der Abtransport des einen oder anderen Produktes durch die — gleichfalls nach dem Klima höchst verschiedenen — Denudationsvorgänge zeigt nach Art und Intensität schon die größten Unterschiede. Sie steigern sich noch bei der Transportleistung und vor allem mit dem herrschenden Hochwasserregime der Flüsse, die in manchen Klimaten zu äußerster Wirksamkeit gesteigert werden, in anderen aber nur selten zum Fließen kommen oder — wie im Karst, in der Vollwüste oder den polaren Gletscherzonen — ganz fehlen können.

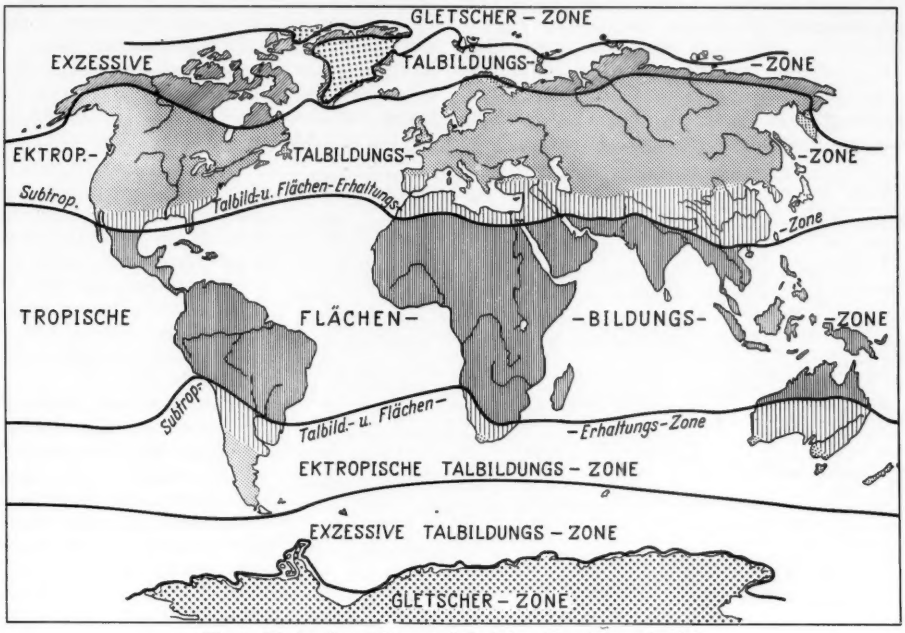


Fig. 1. Die heutigen klimamorphologischen Hauptzonen der Erde

In systematischer Verfolgung dieser Unterschiede gelang es, die irdischen Festländer in Zonen gleicher exogener Formgebung, Zonen mit der Herrschaft gleicher formbildender Vorgänge, d.h. also gleicher Vorgänge der Verwitterung, Bodenbildung, Denudation, Erosion und terrestrischen Sedimentation einzuteilen. Wir nennen sie „Klima-morphologische Zonen". Sie sind mit kleineren Abwandlungen sehr vielfältig voneinander geschieden, aber insgesamt in vier große Zonen zusammenfaßbar, von denen die drei ersten jeweils doppelt, auf beiden Hemisphären getrennt auftreten (vgl. Fig. 1). Das Festland in unmittelbarer Polnähe beherrscht mit ihrer heutigen (und dazu der einst viel größeren eiszeitlichen) Ausdehnung die Gletscherzone. Im anschließenden nichtvereisten Polargebiet bewirken die oben genannten, letztlich zur Erosionsleistung der Flüsse zusammenwirkenden Abtragungsvorgänge wohl die größte Intensität auf der Erde: hier geht damit die Entstehung und Ausprägung von Tälern rascher und stärker vor sich als irgendwo. Wir bezeichnen daher diesen (auf der Nordhalbkugel heute noch bis zur Flächengröße Europas ausgedehnten) Bereich als die *exzessive Talbildungszone.* Umgekehrt herrscht in den feuchten Tropen die stärkste Neigung zur Flächenbildung. Talbildung ist hier auf die am raschesten gehobenen Gebirgsländer

beschränkt. Wir sprechen daher hier von der tropischen *Flächenbildungszone*. Dazwischen gibt es mannigfache, in ihrer Gesetzmäßigkeit erst andeutungsweise bekannte Zwischenzonen (ektropische Talbildungs- und Flächenerhaltungszonen), in denen die eine oder andere Tendenz mit diesen und jenen Varianten überwiegt oder auch beide sich die Waage halten — u. U. bei gleichzeitigem Schwund der Energie beider, so daß sich letztlich in diesen Bereichen auch Klimazonen mit ganz allgemein besonders schwachen Abtragungsleistungen ergeben.

5. *Klimagenese* (klimagenetische Geomorphologie). Gerade diese Zonen generell schwacher Abtragung machen die letzte wichtigste Ursachenreihe für die Differenzierung des Festlandsreliefs besonders deutlich. Diese beruht auf folgender Erfahrung. Die vorgenannten „Klimamorphologischen Zonen" waren im wesentlichen nach den in ihrem Bereich heute herrschenden und zu beobachtenden formbildenden oder Abtragungs*vorgängen* (Verwitterung, Bodenbildung, Denudation, Erosion) aufgestellt worden. Als man nun systematisch versuchte, auch den heute in jeder dieser Zonen zu beobachtenden Relieftyp, also den *Formenschatz selbst* mit dem Klima und den klimagesteuerten Vorgängen in Einklang zu bringen, gelang das nur in einigen Zonen, in anderen aber nur in beschränktem Maß und vor allem in den Klimazonen mit (unter dem Gegenwartsklima) *schwachen* Abtragungsleistungen überhaupt nicht. Der Grund hierfür liegt in der starken Rolle, welche die *Zeit*, die historische Entwicklung für die Morpho-*Genese* spielt. Es dauert schon einige Jahrtausende, bis der *Boden* an ein bestimmtes Klima völlig angepaßt ist, und Jahrzehntausende bis Jahrmillionen, bis *das ganze Relief*: Täler, Hügel- und Bergländer bis in die letzten Verzweigungen des Talnetzes völlig an die unter einem bestimmten Klima herrschenden, ganz spezifischen Formbildungs- und Abtragungsvorgänge angepaßt wird. Während so langer Zeiten hat sich jedoch das Klima der gleichen Stelle meist längst geändert (u. U. sogar mehrmals): so bei uns in Mitteleuropa in den letzten vier Millionen Jahren von fast volltropischem über semiarid-randtropisches und schließlich hochpolares Klima (in den Kaltzeiten des Eiszeitalters!) bis zu unserem heutigen „Mittelbreiten"-Klima. Fig. 2 gibt eine stark vereinfachte Übersicht darüber, welche Verschiebungen die in Fig. 1 dargestellten klimamorphologischen Zonen etwa seit der (annähernd 40 Millionen Jahre zurückreichenden) Eozän-Oligozänwende erfuhren. Die Folge davon ist, daß überall auf der Erde eine ganze Generationenfolge von *Vorzeitformen* vorhanden ist, die früheren, längst vergangenen Klimaperioden ihr Dasein verdanken und heute als fossile Relikte in allen möglichen Zuständen besserer oder schlechterer Erhaltung in die Gegenwart hineinragen. Die Analyse, die möglichst scharfe Trennung der Stufenfolge solcher Fossilformen ist heute die wichtigste Aufgabe der klima-genetischen Morphologie und damit der geomorphologischen Wissenschaft im ganzen. Die ältesten erhaltenen Formelemente reichen an manchen Erdstellen mit besonders günstigen Erhaltungsbedingungen bis ins Oligozän (vgl. Fig. 2) zurück.

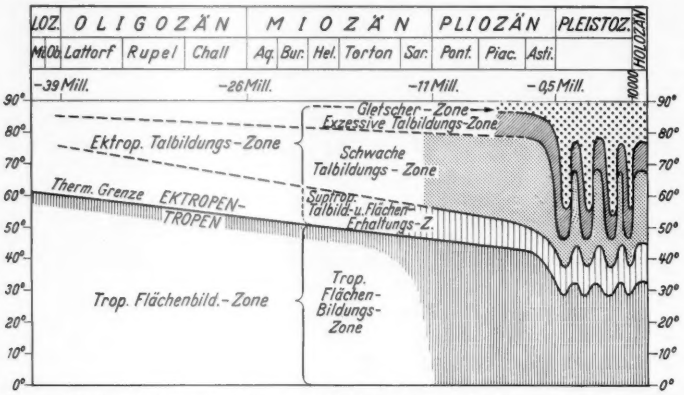


Fig. 2. Die Verschiebung der klimamorphologischen Zonen der Erde auf der Nordhalbkugel (im Meridianfeld Mitteleuropas) seit dem Alttertiär

Die Trennung der verschiedenen Reliefgenerationen, aus denen sich der Formenschatz eines Gebirges, ja auch nur einer Berggruppe oder eines Talraumes zusammensetzt, kann natürlich nur mit Hilfe des logisch-historischen Indizienbeweises erfolgen. Seine Ansatzpunkte sind oft nur geringfügige Spuren in der Landschaft.

Betrachten wir als Beispiel eines der großen Durchbruchstäler durch eine der vielen Hebungsschollen der mitteldeutschen Gebirgsschwelle, wie sie etwa das Mittelrheintal mit seinen Seitenästen im Lahn-, Mosel- oder Saartal, das Werratal oberhalb von Eisenach, das Elbtal zwischen Leitmeritz und Dresden oder in Süddeutschland und Österreich verschiedene Abschnitte des Main-, Neckar-, Hochrhein- und Donautales darstellen. Fig. 3 stellt den typischen Querschnitt durch ein solches Tal an einer Stelle dar, wo sich im Untergrund gerade variskisch gefaltetes, mehr oder minder stark metamorphes „Altes Gebirge" (*1*) und ihm an- bzw. aufgelagerte jüngere mesozoische Sedimentserien von größerer (*2a*) oder geringerer (*2b*) morphologischer Härte berühren (im einzelnen dienten dabei für den Untergrund etwa die Verhältnisse an der mittleren Saar, für die Terrassenfolge diejenigen des Maintales als Vorbild).

Die hier fast stets unterscheidbaren, seit dem Jungtertiär (Altpliozän oder Miozän, manchmal aber auch dem Oligozän) aufeinanderfolgenden 7 bis 12 Reliefgenerationen lassen sich in *zwei* große Gruppen zusammenfassen. Einmal in den 20 bis 35 Millionen Jahre alten Komplex der tertiären Formen, in denen das Klima mit überwiegend tropisch-subtropischen Zügen wesentlich *wärmer* war als heute. Es war eine lange Zeit vorherrschender Flächenbildung; die entsprechende klimamorphologische Zone (vgl. Fig. 1) reichte damals viel weiter polwärts als heute und zog sich erst an der Wende vom Mittel- zum Oberpliozän aus unseren Breiten zurück (Fig. 2). In dieser Zeit entstanden die weiten hochgelegenen *Altflächen* (s. Fig. 3) oder Flächentreppen auf den Höhen unserer Mittelgebirge. Sie überziehen dort noch heute mit ansehnlichen Resten nicht nur die emporgehobenen, schon varikisch steilgefalteten Horste des „Alten Gebirges", sondern auch die erst an der Kreide-Alttertiärwende

„saxonotyp" leicht verbogenen und meist nur noch von Vertikalsprüngen (wenn auch bis zu vielen 100 m Sprunghöhe!) durchsetzten mesozoischen Schichtkomplexe als echte Rumpfflächen. Nach ihrem Formenschatz und den erhaltenen Bodenresten entsprechen sie ganz den weiten Spülflächen insbesondere der wechselfeuchten Tropen, wie sie heute noch im Sudan, in Dekkan, in Guayana und ähnlich wenig gehobenen alten Massiven beiderseits des Äquators in rezenter Weiterbildung begriffen sind. Dementsprechend sind die Ebenheiten dieser Altflächen noch nicht fest an die heutigen Stromgebiete gebunden und greifen beispielsweise auf der heute 300 bis 320 m hohen Fränkischen Gäufläche noch rücksichtslos über die Wasserscheiden zwischen Main-, Tauber-, Wern- und Saaletal hinweg. Dementsprechend fanden auf diesen Flächen auch noch zahlreiche Flußumleitungen statt. Den erhaltenen Flächenresten sind (wie auf der heutigen innersudanischen Rumpffläche) noch größere und kleinere Inselberge (Auslieger-Inselberge und Schildinselberge) aufgesetzt. In Gesteinsklüften, Dolinen und Karstschlotten, insbesondere auch auf der noch etwas höheren und älteren Fläche der Frankenalb (500 bis 520 m) finden sich viele Reste einer noch geschlossenen Decke tropischer Rotlehme (vgl. Fig. 3 links oben). Zwölf solche Kluftwurzeln reichen mit ihrem Fossilgehalt noch bis ins Eozän zurück. Aus nahezu 30 anderen wurden die Spuren einer ungeheuer reichen, randtropischen Tierwelt aus dem Oligozän geborgen. Noch jüngere Funde zeigen, daß dieser Klimacharakter bis in höhere Pliozän anhielt, in dem die Hauptgäufläche (300 bis 320 m) noch mit den gleichen Formelementen angelegt wurde. Völlig analog gebaute Flächen und höher aufragende Flächentreppen dieser Art finden sich im Rheinischen Schiefergebirge, im Thüringer- und Frankenwald, im Erz- und Fichtelgebirge, wo den Rotlehmschlotten der westlich anschließenden Kalk-Altflächen bis 70 m tief reichende, aus dem Jungtertiär stammende Vergrusungszonen im Granit und anderen kristallinen Gesteinen entsprechen (vgl. Fig. 3 rechts oben).

Erst im allerjüngsten Pliozän, in der Übergangsphase zum Pleistozän (etwa den Villefranche-Schichten entsprechend) wurde in Mitteleuropa mit dem sich anbahnenden radikalen Klimaumschwung, der dem Beginn des Eiszeitalters (Pleistozän) unmittelbar voranging, der morphogenetische Typus überwiegender Flächenbildung durch denjenigen der *Talbildung* abgelöst. Im Fränkischen Gäuland etwa wurden damals in die noch über alle Lokalwasserscheiden hinweggreifende Hauptgäufläche erstmals — freilich noch äußerst breite und sehr flache — Talrinnen in der Richtung der heutigen Flußläufe eingetieft. Diese „Jüngsten Pliozän-Terrassen" (s. Fig. 3) waren von einem subtropisch-semiariden Übergangsklima begleitet. Sie bilden die Ausgangsform für die nachfolgende, viel steilere Eintiefung der Pleistozän-Täler. Deren Ausräumung war nur durch eine völlige Umstellung des Gesamtmechanismus aller Hang- und Linien-Abtragungsvorgänge als Folge des mit den Kaltabschnitten des Eiszeitalters hier einhergehenden subpolaren Tundren- und Frostschuttklimas möglich. Starke mechanische Verwitterung (Frostsprengung), stärkste, durch kein dichteres Pflanzenkleid gehemmte und durch keine Versickerung (Frostboden!) geschwächte Abspülung der Hänge, die dort mit dem aktiven Fließen mächtiger Bodendecken — selbst auf sanftesten Neigungen — Hand in Hand ging (Solifluktionsdecken, vgl. Fig. 3), dazu die den gleichen Ursachen entspringenden allsommerlichen gewaltigen Schneeschmelzhochwasser machten die Flüsse zu starker Lateralerosion auf breiten Schottersohlen (vor allem in den Früh- und beginnenden Hochglazialperioden)

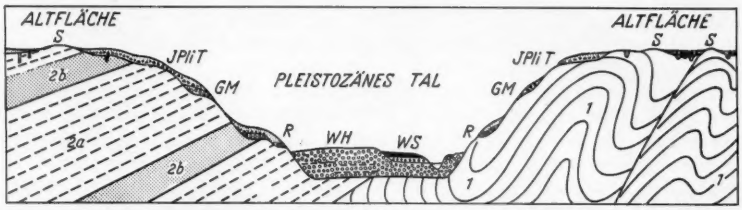


Fig. 3. Die Reliefgenerationen Mitteleuropas (außerhalb der Alpen), gezeigt am Idealbild eines in jungtertiäre Altflächen eingesenkten pleistozänen Tales. *1* Altes Gebirge; *2a* Harte mesoz. Schichten; *2b* Weiche mesoz. Schichten; *S* Schildinselberge auf der Altfläche; *JPliT* Jüngste Pliozän-Terrassen; *GM* Altpleistozäne Terr. (Günz, Mindel); *R* Rißterrassen; *WH* Würmterr., Hochglazial (ob. Nied.-Terr.); *WS* Würmterr., Spätglazial (unt. Nied.-Terr.); Karstschlotten oder Verwitt.-Fugen mit tertiärem Rotlehm; Pleistozäne Schotter (mit Sandlagen); Spätglaziale Schotterstreu mit Auelehmdecke (auf *WS*); Solifluktionsschutt; Löß. Alle größeren Formelemente sind fossil; kräftigere und regelmäßige morphologische Wirkungen der geologischen Gegenwart (Holozän) beschränken sich auf den heutigen Flußtobel und die ihm unmittelbar benachbarten Teile der „Unteren Niederterrasse" (*WS*), insbesondere deren Auelehmdecke. Nur von den größten heutigen Flüssen kann die letzteiszeitlich angelegte Talsohle schon in etwas stärkerem Grade umgestaltet sein

und zu anschließender energischer Tiefennagung (vor allem am Ende der Hochglazial- und in den Spätglazialperioden) fähig. So erfolgte während der 4 bis 7 (durch wärmere „Interglaziale" getrennten) „Kaltzeiten" des Eiszeitalters fast der Gesamtbetrag der Eintiefung unserer heutigen meist steilflankigen Mittelgebirgstäler in Form ebensovieler ineinandergeschachtelter Abschnitte, für die jeweils eine oft noch schotterbedeckte Kaltzeitterrasse — der Rest der entsprechenden frühglazial-kaltzeitlichen Talsohle — die Ausgangsform bildete. In Fig. 3 sind der Einfachheit halber nur 4 solche Terrassen verzeichnet, von denen aber nur die tiefste (aus dem Hoch- und Spätglazial der letzten, der Würm-Kaltzeit), welche die heutige Schottersohle oder Aue aller unserer Mittelgebirgstäler darstellt, noch weitgehend unzerschnitten erhalten ist. Wie klein nimmt sich selbst ihr gegenüber (besonders in den Tälern kleinerer Flüsse und Bäche) der kleine Tobel aus, in dem das heutige Rinnsal dahinfließt; als Extremfall steht hier z.B. an der Kinzig unterhalb Gelnhausen einer 2000 m breiten Niederterrassenflur ein nur 20 bis 50 m breiter Bachtobel gegenüber, in dem sich die ganze erosive Flußtätigkeit der geologischen Gegenwart — des Holozäns — abspielt. Hier wird besonders klar, wie selbst die genaueste Vermessung der heutigen Kinzig nach Abflußgeschwindigkeit, Hochwasserregime, Schuttführung usw., kurz nach allem, was irgendwie physikalisch oder chemisch meßbar ist, allenfalls Beiträge zur Entstehung des winzigen „rezenten" Tobels, aber nicht das geringste zur Erklärung der großen komplizierten Talform bei-

tragen kann, wie sie in Fig. 3 — noch aufs äußerste vereinfacht und schematisiert — dargestellt ist. Dieses Tal hat eben nicht der heutige Fluß, sondern haben seine verschiedenen Vorläufer geschaffen, die sich unter der Herrschaft fremdartigster Fossilklimate morphogenetisch völlig anders verhielten. In Wahrheit hat dabei noch jedes Tal seine Eigenheiten, und die Formenfülle ist stets noch viel bunter, die Indizien liefernden Reste tertiärer und pleistozäner Fossilböden, von Schotter-, Solifluktions-, Flugsand- und Lößdecken häufig bis zur Unauffindbarkeit spärlich oder nachträglich bis zur Unkenntlichkeit verändert. So setzt auch die Möglichkeit, heute ein so vereinfachtes, typisches Idealprofil eines ganz gewöhnlichen mitteleuropäischen Tales zeichnen zu können, die systematische Forscherarbeit von zwei bis drei Generationen in fast allen Klimazonen der Erde voraus. Bei dieser Art logisch-historischer Beweisführung müssen Induktion und Deduktion dauernd ineinandergreifen. Wieviele Indizien wären nie gefunden worden, hätte man nicht zuvor auf Grund der Erfahrungen in anderen Klimazonen Arbeitshypothesen aufstellen können, nach denen an dieser oder jener Stelle diese oder jene Spuren *erwartet* werden mußten, so daß man sie dann schließlich auch fand; ähnlich etwa wie 1846 GALLE den Planeten Neptun nur auf Grund der vorher von LEVERRIER und ADAMS aus den Störungen der Uranusbahn vorausberechneten Himmelsstelle entdeckte.

Da in den einzelnen klimamorphologischen Zonen der Erde (vgl. Fig. 1) das Maß der geleisteten Abtragung quantitativ wie qualitativ recht verschieden ist, außerdem aber über den mitteleuropäischen Boden allein in den letzten vier Jahrmillionen fast alle zwischen Tropen und Subpolargebiet bekannten Klimate hinweggingen (vgl. Fig. 2), kann es nicht wundernehmen, daß die zwei abtragungsstärksten davon (nämlich das rand- bis subtropisch-wechselfeuchte Flächenspülklima von Mio- und Pliozän und das Lößtundren- und Frostschuttklima der pleistozänen Kaltzeiten) diesem heute nur von schwachen Abtragungsvorgängen beherrschten Festlandsteil in noch gut erhaltenen Fossilformen bis in die Gegenwart ihren Stempel aufprägen. Das überraschende Ergebnis der jüngsten Untersuchungen auf diesem Gebiet war aber, daß auch in anderen klima-morphologischen Zonen, in denen — im Gegensatz zu Mitteleuropa — heute sehr abtragungsstarke Vorgänge am Werke sind, die fossilen Reste früherer Formbildungsgenerationen ebenfalls auf gehobenen „Altflächen" noch in erheblichem Umfang am Reliefbild beteiligt sind. Das hat im wesentlichen zwei Gründe:

Der eine liegt in folgendem Umstand. Da etwa im Miozän und auch noch im größten Teil des Pliozäns die tropisch-subtropische Flächenspülzone bis in hohe Breiten (50 bis 60° und darüber) polwärts reichte und damit den Großteil des irdischen Festlandes umfaßte, finden wir fast in allen Teilen der Erde auf den seitdem tektonisch gehobenen Schollen solche „Altflächen" von der Art der in Fig. 3 verzeichneten noch erhalten. Im mitteleuropäischen Talbildungsklima der pleistozänen Kaltzeiten wurden sie nicht nur vor den großen Tälern (vgl. Fig. 3), sondern auch von zahlreichen Seitenästen bis hinauf zu den kleinsten Kerben und Dellen der Taloberläufe angeschnitten, zertalt und aufgelöst. So sind hier die meisten gehobenen Altflächenreste schon zerstört, in ein Talrelief umgewandelt. Nicht so in den Warmklimaten der heutigen Flächenbildungszone. Gewiß sind auch hier über die lokale Erosionsbasis emporgehobene Flächen der Zertalung unterworfen. Aber dies geschieht dort unter der fortdauernden Herrschaft eines „Flächenbildungsklimas" weit weniger energisch und vollzieht sich daher viel langsamer. Selbst die Hauptflüsse vermögen auch in langen Zeiten solche Altflächen nur schwach randlich zu zerkerben. Die Arbeit kleinerer Seitenäste ist hier vollends weitgehend so geartet, daß solche gehobenen Altflächen wohl an ihrem Unterrand langsam — vom tieferen Vorland her — zertalt und aufgelöst werden, zugleich aber an ihrem Oberrand — gegen höheres Gelände — flächenhaft weiterwachsen können. Wo die klimamorphologischen Voraussetzungen dies nicht mehr zulassen, sind doch bis weit in die Subtropen hinein die Möglichkeiten zur *Erhaltung* solcher hochgehobenen fossilen Altflächen weit größer als bei uns. Wir scheiden daher hier polwärts der „Flächenbildungszone" noch eine „Flächenerhaltungszone" aus.

Ein anderer Grund für die weite Verbreitung fossiler Altflächen liegt einfach in den Zeitrelationen der irdischen Vorzeitklimate. Es waren sehr lange Zeiten — viele Jahrmillionen und selbst Zehner von solchen —, in denen während der Tertiärzeit bis in sehr hohe Breiten (ja, wenn wir die Flächenerhaltungsklimate dazu rechnen: fast auf der ganzen Erde bis ins Subpolargebiet) die Prozesse der Flächenbildung vorherrschten. Die Folge war die sehr weitgehende Einebnung aller tektonisch wenig gehobenen Krustenteile. Dazu kam, daß gerade in den Polar- und Subpolargebieten anschließend — in dem knapp 1 Jahrmillion umfassenden Pleistozän — lange Zeit die Inlandeisschilde der damals vergrößerten Kryosphäre weithin das Festland bedeckten. Wo sie kein bereits zertaltes Relief, sondern eine flache Geländeunterlage vorfanden, haben sie diese nur wenig und im wesentlichen parallel zu sich selbst, d.h. also ohne Neuschaffung von Talrinnen abgetragen und damit den *Form*charakter solcher Altflächen konserviert. Die gegenwärtige kräftige („exzessive") Talbildung der Subpolarklimate ist aber dort (nach interglazialen Vorläufern) in der heutigen Form erst wenige (auf Spitzbergen knapp 7) Jahrtausende lang am Werk. Sie hat dort wohl schon die meisten spezifischen Formenreste der pleistozänen Eisbedeckung, aber noch nicht die ausgedehnten Reste der vorher vieltausendfach längeren Einwirkung der „präglazialen Tropenerde" mit ihrer vorherrschenden Flächenbildung auszutilgen vermocht.

Würzburg, Geographisches Institut der Universität

Eingegangen am 15. November 1960

Der Boden der Ozeane und die Erdgeschichte *)

Von EUGEN SEIBOLD, Kiel

Der Geologe hat am Meeresboden ein doppeltes Interesse. Er sieht auf der einen Seite dessen Morphologie und Sedimentbedeckung als Ausdruck von Vorgängen in der *heutigen* Erdkruste und im *heutigen* Meer. Vermag er all dies in Beziehung zu bringen, so kann er auch versuchen, die Ablagerungen unter dieser obersten, heutigen Schicht in ihrer Entstehung zu erklären. Damit gewinnt er Zugang zu ihrer Geschichte und so auch zur Geschichte der Meere.

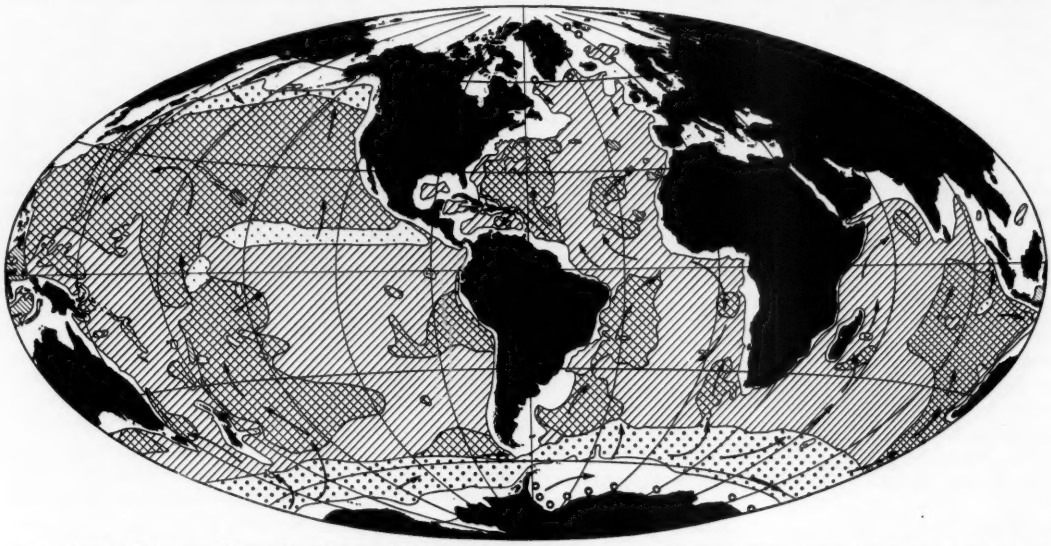


Fig. 1. Heutige Sedimentverteilung im Weltmeer. Nach der Zusammenstellung von G. DIETRICH (1957). Kreuzschraffiert = Roter Tiefseeton; rechtsschraffiert = Globigerinenschlamm; linksschraffiert = vulkanische Schlamme; stark punktiert = Diatomeenschlamm; schwach punktiert = Radiolarienschlamm; weiß = litorale und hemipelagische Sedimente. Die Entstehungsgebiete des arktischen und antarktischen Bodenwassers (O) und dessen Ausbreitung in den Tiefseebecken (Pfeile) sind nach G. WÜST (1938) eingetragen

Auf der anderen Seite sieht er täglich sein festes Gestein in Steinbrüchen, Bergwerken oder Ölbohrungen. Da es zum guten Teil aus dem Meer stammt, fragt er sich, ob er diese *fossilen* Verhältnisse mit Hilfe solcher Rezentbeobachtungen nicht besser beurteilen und erklären kann. Bei dieser Fragestellung wird er sich an die Flachsee halten müssen, denn aus ihr stammt merkwürdigerweise der weit überwiegende Teil der Ablagerungen, mit denen er sich beruflich befaßt.

Im Rahmen der zuerst genannten Frage wird er *direkte* erdgeschichtliche Hinweise aber eher aus der Tiefsee erwarten können. Dies schon deshalb, weil rund drei Viertel des Meeresbodens in Tiefen von mehr als 3000 m liegen.

1. Die Verbreitung der Tiefseesedimente

Seit dem 1891 veröffentlichten Bericht der englischen „Challenger"-Expedition, also seit 70 Jahren, ist die horizontale Verbreitung der Tiefseesedimente in großen Zügen bekannt (Fig. 1). Polwärts finden sich diatomeenreiche Schlamme, sonst solche mit zahllosen Schalen planktonischer Foraminiferen, die allgemein als „Globigerinen" zusammengefaßt werden. Scheinbar regellos wechseln sie mit weiten Flächen ab, die der Rote Tiefseeton bedeckt.

Mehrere Faktoren wirken bei dieser Sedimentverteilung zusammen: Weltweit fallen feinste anorganische Partikeln auf den Meeresboden, die vor allem durch Flüsse, aber auch durch Wind und Eis ins Meer kommen. In höheren Breiten werden sie durch absinkende kieselige Diatomeen, in mittleren und niedrigen durch kalkige Globigerinen maskiert. Diese bleiben jedoch nicht überall unverändert liegen. In der Antarktis vor allem sinken Kaltwassermassen in die Tiefsee ab und dringen äquatorwärts vor, besonders dort, wo sperrende Querschwellen fehlen und tiefe Becken den Weg vorzeichnen. Auf diesem Weg lösen sie kalkige Bestandteile aus den Sedimenten heraus. Als Rückstand bleibt der erwähnte Rote Tiefseeton, so beispielsweise vor der brasilianischen Küste. Im Schutz des Walfischrückens vor Südwestafrika dagegen hält sich der Globigerinenschlamm. Die arktischen Kaltwassermassen können nur episodisch in den nördlichen Atlantischen Ozean eintreten, da sich der Grönland-Schottland-Rücken querlegt. Auch dort deshalb noch Globigerinenschlamm. Die Beringstraße schirmt gleichfalls ab. Trotzdem werden auch im tieferen nördlichen Pazifischen Ozean die Kalkschalen aufgelöst, was erst unbefriedigend erklärt werden kann. Offensichtlich spielt die Wassertiefe, damit der Wasser- und CO_2-druck bei der Kalklösung herein, denn in allen Ozeanen nimmt der Kalkgehalt der Sedimente in mehr als 4000 m rasch ab.

2. Die vertikale Abfolge der Tiefseesedimente

Die vertikale Abfolge der Tiefseesedimente blieb noch lange nach der Challenger-Expedition weitgehend

*) Vortrag, gehalten auf der 101. Versammlung der Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Ärzte am 28. September 1960 in Hannover.

unbekannt. Noch 1901 sah J. THOULET, damals einer der erfahrensten Meeresgeologen, eine Schichtung als Ausnahme, eine Homogenität als Regel an. Dies kam der damaligen generellen Annahme entgegen, daß seit Urzeiten in die Tiefsee ein gleichförmiger, ungestörter Schneefall feinster anorganischer und organischer Partikeln niedergehe und in diesen Tiefen auch unverändert liegen bleibe.

1908 aber machte E. PHILIPPI die Ergebnisse der deutschen Expedition mit der „Gauss" bekannt. Die dabei gewonnenen Sedimentkerne waren 30 bis 40, maximal 80 cm lang. Sie waren überraschenderweise geschichtet, waren also nicht gleichförmig. Am Rand der Antarktis folgten z.B. unter dem heutigen Diatomeenschlamm glazial-marine Schichten. Dies wurde richtig, als Auswirkung der letzten Kaltzeit, gedeutet, während der die Eisberge dort weiter nach Norden vorstießen. Man fand Globigerinenschlamm auf Rotem Tiefseeton: In der letzten Kaltzeit wurde das Meerwasser um die Antarktis stärker abgekühlt, die Zirkulation dadurch intensiviert. Deshalb wurde dort der Globigerinenschlamm vielfach gelöst, wo er sich unter den heutigen, veränderten Bedingungen, halten kann.

Hier wurde zum ersten Male aus der Schichtung der Tiefseesedimente deren Geschichte abgeleitet. Größere Fortschritte konnten indessen erst erreicht werden, als bessere technische Hilfsmittel entwickelt worden waren. Man vergrößerte das Gewicht der Röhrenlote, so daß sie tiefer in das Sediment eindringen, nützte den hydrostatischen Druck aus, schoß endlich Lote bis über 3 m in den Untergrund. Die längsten Kerne liefert jedoch bisher das revolutionierende Kullenberg-Lot. Es enthält einen Kolben, der die Mantelreibung des eindringenden Sediments verringert. Mit oft über einer Tonne belastet, erbrachte es Kernlängen bis 20 m, nach russischen Angaben bis 30 m.

Der Auswertung dieser Urkunden stellen sich jedoch *Schwierigkeiten* entgegen, da sie keineswegs immer ungestört übereinanderliegen. Dies war eine weitere Überraschung, die erst in den allerletzten Jahren mehr und mehr Gewicht gewinnt. Manche Seiten sind herausgerissen, manche sind doppelt enthalten. Oft genug sind völlig fremde Seiten eingeheftet. Viele sind buchstäblich wurmstichig und schwer lesbar geworden.

Ins Geologische übersetzt: Auf dem Tiefseeboden wird stellenweise nicht nur chemisch gelöst, sondern auch mechanisch *erodiert*. Dies klingt unglaubwürdig, doch kann beispielsweise nach neueren deutschen Messungen das arktische Bodenwasser, das gelegentlich den Grönland-Schottland-Rücken nach Süden hinunterfließt, Geschwindigkeiten um 50 cm/sec erreichen. Schon 1935 hat G. WÜST für das antarktische Tiefenwasser vor Brasilien maximal 12,5 cm/sec berechnet, ein Wert, der im westlichen nordatlantischen Ozean 1957 durch englische Direktmessungen bestätigt wurde. Periodische Überlagerung durch Gezeitenwirkung kann diese Geschwindigkeit so steigern, daß auch hier feinkörniges Material erodiert werden mag. Damit erklärt es sich wohl, daß auch in reliefarmen, bis über 5000 m tiefen Teilen des Pazifischen Ozeans mitunter tertiäre Schichten freiliegen. So das mit Coccolithophoriden, Radiolarien und Foraminiferen eingestufte Eozän südöstlich Hawaii. Die Vermischung tertiärer und pleistozäner Mikrofaunen in manchen Proben von der Sedimentoberfläche wird gleichfalls darauf zurückgehen.

Endlich seien die Pflaster aus Manganknollen erwähnt. Sie sollen bis 10% der gesamten Fläche der Ozeanböden ausmachen. Da sie eine Wachstumsrate von $^1/_{10}$ bis $^1/_{100}$ mm in 1000 Jahren haben, der Zuwachs der Tiefseesedimente — was später diskutiert wird — aber Millimeter bis Zentimeter in einem Jahrtausend beträgt, müßten die gelegentlich metergroßen Knollen schon längst eingedeckt worden sein. Extrem langsame Sedimentation oder auch hier Erosion verhindern dies.

Die *Verdoppelung* der Seiten unseres Geschichtsbuches rührt von Rutschungen her, die am Hang submariner Schwellen zu erwarten sind. Kerne aus dem Schwarzen Meer vor der Nordseite Anatoliens zeigen direkt Verfältelungen.

Leider kann in unserem Rahmen nur kurz auf die *Fremdseiten* eingegangen werden, die eigentlich gar nicht in einen Tiefseebericht hineingehören. Es sind dies Schichten mit Sand und sonstigem gröberen Material, das allgemein nur aus der Flachsee bekannt ist. In 8400 m Tiefe fanden sich beispielsweise im Portorico-Graben Kalksande, Flachwasserforaminiferen und sogar Bruchstücke der Kalkalge Halimeda, die ja aus durchlichtetem Wasser stammen müssen. 134 der bisherigen 550 Tiefseekerne des Lamont-Instituts der Columbia-Universität in New York aus dem nordatlantischen Ozean enthalten solche und ähnliche „Tiefseesande". Sie stammen fast alle von den Tiefsee-Ebenen und der Kontinentalschwelle, die an den Kontinentalabfall grenzen (Fig. 2). Offensichtlich werden sie von Suspensionsströmen zugeführt. Als äußerst turbulente Sedimentwolken kommen diese oft flächenhaft und mit einer Geschwindigkeit von Dutzenden von Stundenkilometern vom Schelf oder Kontinentalhang herunter.

Sie werden seit 20 Jahren diskutiert. Gelegentlich sind sie mit Erdbeben — an der Neufundlandbank, vor Nordafrika — oder mit Fluß-Hochwässern — an der Kongomündung — verknüpft. Sie waren im Pleistozän häufiger, da der damals erniedrigte Meeresspiegel die Küste und den Wellentiefgang näher an den Schelfrand gebracht hatten. Glücklicherweise stören sie die Abfolge der Sedimente des tieferen Pazifischen Ozeans weniger, da sie anscheinend von den dort verbreiteten randlichen Tiefseegräben abgefangen werden. Diese fehlen ja mit zwei Ausnahmen im Atlantischen Ozean (Fig. 3).

Schließlich noch die *wurmstichigen* Seiten! Je langsamer sedimentiert wird, desto eher können bodenwühlende Organismen eine eventuelle Schichtung stören, ja bisweilen sogar homogenisieren. Dies etwa bis Handspannentiefe. Mit dieser Unschärfe muß also in manchen Kernen gerechnet werden.

Diese teilweise erst seit einigen Jahren erkannten Schwierigkeiten behindern natürlich den Vergleich der Tiefseekerne. So sollen vorläufig unter dem ausgedehnten englischen Material im nordatlantischen Ozean kaum ein paar Kerne in ihrer Schichtenabfolge gut miteinander zu parallelisieren sein. Besonders günstig und wenig gestört scheinen mancherorts Kerne von tiefliegenden, aber flachen Schwellen — und dort möglichst nicht auf dem Kamm — zu sein. Dazu sollte die Meerestiefe noch nicht in den Bereich der Kalklösung hinunterreichen.

Aus diesen kritisch geprüften Urkunden und aus ihren Hinweisen — Vulkanaschen, Lagen von Eisbergen, Kalkgehaltsschwankungen, Verteilung sonstiger Elemente, Mikrofaunen und -floren usw. — können dann erdgeschichtliche Ereignisse abgelesen werden. Wie kann man aber diese datieren?

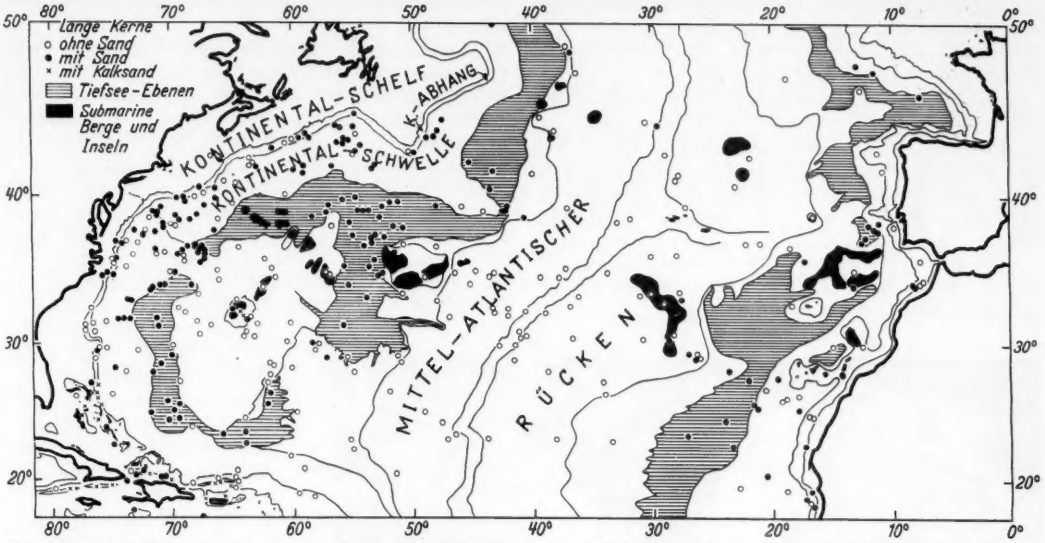


Fig. 2. Physiographische Provinzen des nördlichen Atlantischen Ozeans. Nach B.C. HEEZEN (1959). In den Tiefsee-Ebenen wurden bisher in allen Kolbenlot-Kernen Tiefseesande gefunden

3. *Die Datierung der Tiefseesedimente*

Am einfachsten wäre es, wenn wir wie in eiszeitlichen Sedimenten *Jahreslagen* vorfinden könnten. Tatsächlich kommen in seltenen Fällen auch in Ablagerungen tieferen Wassers feinste Schichten mit Millimeter-Dicke und weniger vor, die hierfür verdächtig sind. Dies ist schon lange aus dem Schwarzen Meer bekannt. Dazu treten neuerdings Beispiele aus den kalifornischen Gewässern und einer Einsenkung vor Venezuela. Vielleicht gelingt es, in der Abfolge dieser Feinst-Schichten Periodizitäten zu entdecken, die mit denen der Sonnenflecken-Häufigkeit verwandt sind. Dies würde ihren Jahreslagen-Charakter wahrscheinlich machen können. Doch sind solche Sedimente eine Ausnahmeerscheinung und lassen allenfalls Datierungen im Rahmen einiger tausend Jahre zu.

Weitere, viel wichtigere direkte Datierungsmöglichkeiten bietet die Verwendung *radioaktiver Isotope*.

Kohlenstoff[14] mit seiner Halbwertszeit von 5700 Jahren erlaubt bekanntlich allenfalls Rückschlüsse auf die letzten 40000, unter besonders günstigen Bedingungen auch 70000 Jahre, d. h., er ist nur für den obersten Meter Sediment anzuwenden. Außerdem muß genügend organische Substanz vorhanden sein.

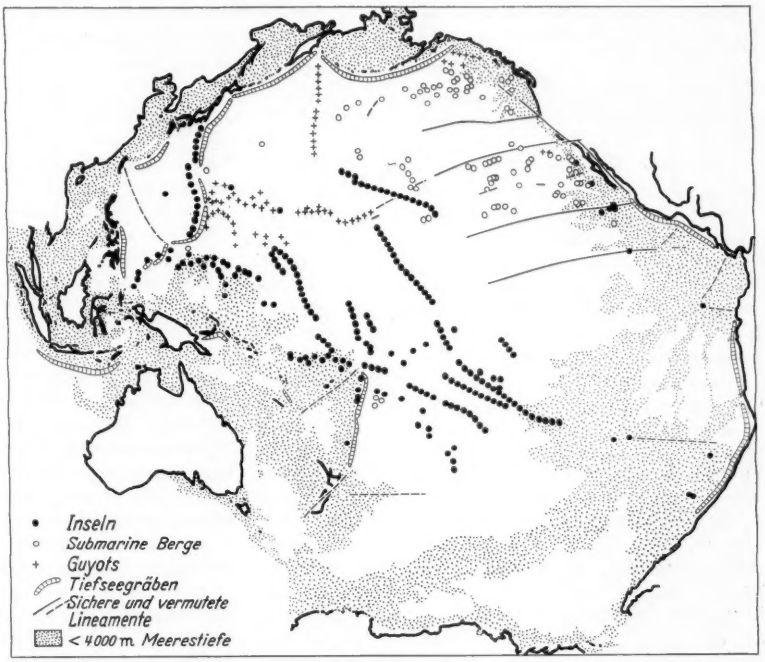


Fig. 3. Übersicht des Pazifischen Ozeans. Nach einer Vorlage von H.W. MENARD. Punktiert = Meerestiefen von weniger als 4000 m; gestrichelt = Lineamente, d.h. langgestreckte Störungsstreifen. Etwas schematisiert

Thorium[230] (Ionium) (83000 Jahre) läßt das Erfassen der letzten 300000 Jahre erhoffen. Es scheint fast ganz an den Ton gebunden zu sein. Deshalb sind mit

dieser Methode schon jetzt vernünftige Sedimentationsraten in feinstkörnigen Sedimenten bestimmt worden — z. B. im Golf von Mexiko aus über 3000 m Tiefe rund 1,5 cm/1000 Jahre. Andererseits herrscht noch keine klare Vorstellung über den Vorgang der Ionium-Sedimentation, was unter anderem die Sicherheit der Altersangaben bisher beeinträchtigt.

Das Beryllium^{10} (2,7 Millionen Jahre) ist eine Hoffnung, um ins Tertiär zurückzukommen.

Das Kalium^{40} (1,4 Milliarden Jahre), das in der Geologie auch sonst zur Datierung herangezogen wird, kann vielleicht den Kaliumgehalt von Glaukoniten verwerten, Minerale, die sich ja am Meeresboden bilden.

Unter den indirekten Datierungsmöglichkeiten hat sich bisher die Auswertung der *Foraminiferen* als besonders fruchtbar erwiesen.

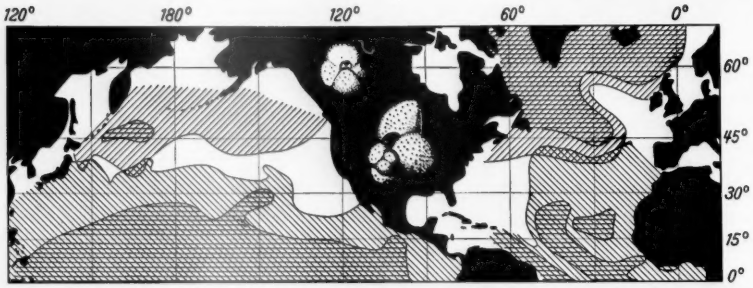


Fig. 4. Verbreitung stratigraphisch wichtiger Planktonforaminiferen. Vereinfacht nach W. SCHOTT (1959) und J. S. BRADSHAW (1959). Auf dem Tiefseeboden des Atlantischen und im Oberflächenwasser des Pazifischen Ozeans findet sich eine Kaltwasserfauna mit Globigerina pachyderma (oben, rechtsschräg schraffiert) und eine Warmwasserfauna mit Globigerinoides sacculifera (unten, linksschräg schraffiert). Zusätzliche Horizontalschraffur markiert Gebiete mit einem Anteil an der gesamten planktonischen Foraminiferenfauna von mehr als 20% bei G.p. bzw. 30% bei G.s.

Auf dem Tiefseeboden des Atlantischen Ozeans findet sich eine Kaltwasserfauna leerer, abgesunkener Schalen mit der um 0,2 mm großen, planktonisch lebenden Globigerina pachyderma (Fig. 4). Südlich davon schließt sich ein Bezirk mit der Globigerina bulloides an, die eine Faunengemeinschaft der gemäßigten Wassertemperaturen repräsentiert. Darauf folgt nach Süden die Warmwasserfauna mit der um 1 mm großen Globigerinoides sacculifera. Ähnliche Untersuchungen des Planktons im Oberflächenwasser des Pazifischen Ozeans zeigen dieselbe Verteilung.

In Kernen des mittleren Atlantischen Ozeans finden sich nun beispielsweise in den obersten 25 cm Faunen, die den heute dort lebenden Arten gemäßigter Wassertemperaturen entsprechen. Darunter folgen 30 cm Globigerinenschlamm mit Kaltwasserarten, darunter wieder die heutigen. Dies kann wohl kaum anders gedeutet werden, als daß die Zwischenschicht der letzten Kaltzeit entspricht. Die Lamontgruppe hat inzwischen mit dieser Fragestellung fast 2000 Kerne aus dem Atlantischen Ozean untersucht und bis 7 m Kerntiefe vergleichbare Foraminiferenabfolgen ermittelt. Diese Methode kann durch die Berücksichtigung der Windungsrichtung einzelner Plankton-Foraminiferen und das Verfolgen von Leitarten wie Globorotalia menardii flexuosa noch verfeinert werden. Außerdem steht noch der Versuch aus, die Diatomeen heranzuziehen, die zudem auch im weit verbreiteten kalk*armen* Sediment Ergebnisse versprechen.

Eine überraschende Prüfmöglichkeit hat sich aus der Untersuchung des $O^{18}/^{16}$-Quotienten aus dem Karbonat planktonischer Foraminiferenschalen ergeben. Er ist im Hochseemilieu direkt von der Wassertemperatur abhängig, in der diese gebildet wurden. C. EMILIANI hat daraus für verschiedene Kerne die zugehörigen Oberflächen-Wassertemperaturen bestimmt. Sie schwankten je nach geographischer Breite im Atlantischen Ozean und Mittelmeer in den letzten 300000 Jahren mit Amplituden zwischen 6 und 18° C. Diese Schwankungen finden sich in verschiedenen Kernen in derselben Weise, was eine Warmzeit/Kaltzeit-Gliederung dieser eiszeitlichen Sedimente erlaubt.

Es gibt allerdings dabei noch einige prinzipielle Schwierigkeiten. Manche Organismen wachsen nur in bestimmten Temperaturbereichen und überliefern so nur einen Ausschnitt des Jahresgangs. Ferner sind vorläufig die Altersangaben über 50000 Jahre hinaus Extrapolationen. Außerdem bereiten die Korrelationen mit den kontinentalen Verhältnissen über das Würm-Riß-Interglazial zurück noch Schwierigkeiten. Die mit dieser Methode ermittelte untergeordnete Riß-Abkühlung ist beispielsweise schwer verständlich.

Vor dem Pleistozän steigen die Oberflächentemperaturen des Wassers an, am deutlichsten aber die Bodentemperaturen aus der Analyse benthonischer Foraminiferen. Oligozäne Formen sollen im östlichen zentralpazifischen Ozean in 4725 m Tiefe um 10° C ergeben, während heute dort 1,3° C gemessen werden. Dies könnte den anscheinend generellen Kalkreichtum tertiärer Tiefseeschichten erklären.

Schließlich sei auf die *Sedimentationsraten* eingegangen. Kennt man sie, so drückt ja die Sedimentdicke direkt die Zeit aus, die zu ihrer Entstehung notwendig war. H. LOHMANN schloß schon 1903 von der Produktion der Coccolithophoriden im nordatlantischen Ozean, daß dort die Schlamme mit einem hohen Gehalt dieser planktonischen Kalkalgen im Jahrtausend um nur 1 mm wachsen. Die eingangs erwähnten Befunde PHILIPPIs und die Ergebnisse SCHOTTs legten in den Kernen den Beginn der Nacheiszeit fest, was zu Beträgen von rund 0,5 bis 2 cm je 1000 Jahre je nach Sedimenttyp führte. Die gegenwärtig zuverlässigsten, mit C^{14} ermittelten Zahlen dürften für nasses Sediment der Jetztzeit bei Kalkschlammen um 2,4, beim Roten Tiefseeton um 0,8 cm je 1000 Jahre liegen. In der letzten Kaltzeit, die in Kernen vom Hang des äquatorialen mittelatlantischen Rückens vor 11000 Jahren endete, lagen die Werte höher. Damals soll durch die kräftigere Zirkulation des Tiefenwassers und damit bessere Versorgung des Oberflächen-Wassers mit Nährstoffen doppelt so viel organisches Karbonat und fast viermal so viel Ton angeliefert worden sein. Verstärkte Windwirkung und dünnere Vegetationsdecke brachten mehr Löß. Der Meeresspiegel war abgesenkt, so daß die im Unterlauf gefällsreicheren Flüsse mehr Material herbeischaffen konnten. Die Suspensionsströme waren effektiver usw.

Immerhin bleibt die Größenordnung von einigen cm/Jahrtausend. Gehen wir weiter in die Erdgeschichte zurück, so dürfen wir vor dem Tertiär mit Epochen geringeren Reliefs, also geringerer Sedimentzufuhr in die Ozeane rechnen. Außerdem sacken die Ablagerungen in größerer Sedimenttiefe durch das Gewicht des neu zugeführten Materials. PH. H. KUENEN schätzt deshalb für längere Perioden die Sedimentationsrate auf nur $^1/_6$ cm/1000 Jahre.

4. Ein Beispiel: Die jüngere Geschichte des Pazifischen Ozeans

Die Überlegungen zur Sedimentationsgeschwindigkeit sollen zum Ausgang dienen, wenigstens noch *eines* der großen ungelösten erdgeschichtlichen Probleme zu diskutieren, die jüngere Geschichte des Pazifischen Ozeans. Hätte er ein von Vielen angenommenes Alter von rund 2 Milliarden Jahren, so würde dies nach den obigen Zahlen eine Sedimentdicke von etwa 3 km ergeben.

Die Überraschung war deshalb groß, als die ersten Ergebnisse refraktionsseismischer Untersuchungen aus den Ozeanen sehr viel geringere Sedimentmächtigkeiten erbrachten. Im Durchschnitt lagen zuoberst Schichten mit einer Geschwindigkeit der Kompressionswellen von ungefähr 2 km/sec. Diese Lagen sind im Pazifischen Ozean 0,3 km, im Atlantischen mit seiner wirksameren Flußzufuhr um 0,6 km mächtig. Darunter folgen Schichten mit Geschwindigkeiten um 5 km/sec, die vorwiegend als vulkanisches Gestein gedeutet wurden. Das würde bei den erwähnten Sedimentationsraten bedeuten können, daß der Pazifische Ozean erst im Mesozoikum entstanden ist.

E. L. HAMILTON konnte jedoch zeigen, daß die Seismik damit nur das oberste, unkonsolidierte Sediment erfaßt hatte. Belastet man nämlich die Tiefseetone oder Globigerinenschlamme in Verfahren, die dem Bauingenieur geläufig sind, so hoch, daß dies einem Hangenddruck von diesen 300 bis 600 m entspricht, so treten auch im Experiment Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der seismischen Wellen bis 5 km/sec auf. Damit kann diese „2. Lage" der Seismiker zwanglos als das natürliche Alterungsprodukt des normalen Tiefseesediments aufgefaßt werden. Wir kommen damit auch im Pazifischen Ozean auf Sedimentdicken von 1 bis 3 km.

Ein völlig verschiedener Gedankengang scheint jedoch ein weiteres Argument für ein jugendliches Alter des Pazifischen Ozeans zu liefern. Seit dem zweiten Weltkrieg sind dort zahllose untermeerische Berge erlotet worden, deren vulkanische Herkunft aus Form und gedredschtem Gestein hervorging. Einige unter ihnen gleichen aber Kegelstümpfen (Fig. 5). Sie sind als Guyots[1]) bekannt geworden und haben oben bis 40 km Durchmesser. Im Mittel liegt ihr Dach im westlichen pazifischen Ozean um 1460 m unter dem Meeresspiegel. Man kann sich ihre Entstehung schwerlich anders vorstellen, als daß sie ursprünglich über die Meeresoberfläche aufgeragt haben. Die wirksamen Wellen des offenen Ozeans rumpften dann die teilweise aus Lockermassen aufgebauten Kegel ein. Danach sanken sie auf die heutige Tiefe ab. So kommt oft ein sanfter Anstieg zur Mitte des Dachs hin zustande. Durch phasenhafte Absenkung lassen sich auch Terrassen am Vulkanhang erklären.

Eine ähnliche Absenkung muß bekanntlich auch für die Atolle angenommen werden. Die Bohrungen von 1952 auf Eniwetok haben nun erstaunlicherweise gleichfalls in 1400 bzw. 1280 m den vulkanischen Sockel des Korallenriffs erbohrt. Noch mehr: Diese Bohrungen durchteuften eine kontinuierliche Schichtfolge von Riffsedimenten bis ins Eozän, sind also seitdem — recht langsam — abgesunken. Nach paläontologischen Befunden von der Gipfelfläche der Guyots sind auch diese seit etwa der Kreide/Tertiär-Grenze in Abwärtsbewegung. Ist dies nicht eine zweite starke Stütze für einen jungvertieften Pazifischen Ozean?

Ich glaube, daß auch hier die letzten Jahre eine Klärung gebracht haben. Während nämlich laufend

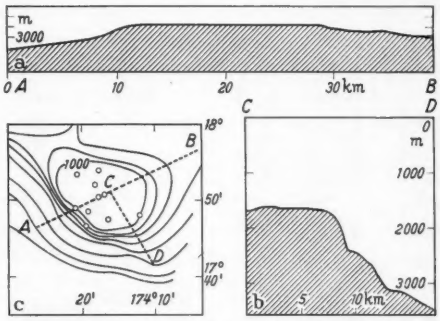


Fig. 5. Beispiel für einen Mittelpazifischen Guyot. Nach E. L. HAMILTON (1956). Oben unüberhöhtes Profil *A—B*. Unten rechts 5fach überhöhtes Profil *C—D*. Unten links Grundriß mit Tiefenangaben in Faden. Kreise = Stationen, an denen gedredscht oder gekernt wurde

neue kegelförmige untermeerische Berge entdeckt werden, kam in den letzten 10 Jahren kaum ein Guyot hinzu. Diese scheinen nur linienhaft, etwa in der Emperorkette südlich Kamtschatka, in der mittelpazifischen Reihe westlich Hawaii und im Zug Marianen-Marshall-Inseln vorzukommen (Fig. 3), dem auch das genannte Atoll angehört. Außerdem findet sich eine Gruppe im Golf von Alaska. All dies weist auf tektonisch vorgezeichnete Streifen, also auf regional eingeengte Vorgänge und nicht auf kontinentweite, flächenhafte Bewegungen hin. Auch die Atolle und Guyots können damit die Jugend des Pazifischen Ozeans nicht sichern.

Das Vorstehende zeigt wohl die Vielzahl der oft neuen Methoden und offenen Fragen auf diesem Teilgebiet der Meeresgeologie. Deutschland ist daran nach dem großartigen Ansatz um die Jahrhundertwende und nach der so erfolgreichen Meteor-Expedition 1925 bis 1927 nur noch passiv beteiligt — von Forschungen in Teilen des nördlichen Atlantischen Ozeans abgesehen. Es werden jedoch alle Anstrengungen unternommen, um bald wieder mit geeigneten Kräften, Geräten und einem Forschungsschiff aktiv bei diesen weltweiten Untersuchungen mitwirken zu können.

[1]) Nach dem Geographen ARNOLD GUYOT; Ausdruck 1946 von H. H. HESS eingeführt.

Literatur

Deep Sea Research. London: Pergamon Press, ab 1953. — DIETRICH, G., u. K. KALLE: Allgemeine Meereskunde. Eine Einführung in die Ozeanographie. Berlin: Borntraeger 1957. — EMILIANI, C., u. J. GEISS: Geol. Rdsch. 46 (2), 576—601 (1957). — HAMILTON, E. L.:

a) Sunken islands of the Mid-Pacific Mountains. Geol. Soc. Amer. Mem. Nr. 64, 1—97 (1956); b) Bull. Geol. Soc. Amer. 70, 1399—1424 (1959). — HEEZEN, B. C.: Geophys. J. Roy. Astronom. Soc. 2 (2) 142—163 (1959). — HEEZEN, B. C., M. THARP u. M. EWING: The floors of the oceans. I. The North Atlantic. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. Nr. 65, 126 S. (1959). — MENARD, H. W.: Experimentia [Basel] 15, 205—213 (1959). — PRATJE, O.: Geol. Rdsch. 39, 152—176 (1951). — SHEPARD, F. P.: The earth beneath the sea. Baltimore: Hopkins 1959.

Kiel, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität

Eingegangen am 31. Oktober 1960

Relative und absolute Datierungen quartärer Ablagerungen*)

Von HERBERT STRAKA, Kiel

In diesem Vortrag werde ich vor allem vom *Spätquartär* berichten, da hier in den letzten Jahrzehnten durch die Entdeckung neuer und den Ausbau alter Methoden große Fortschritte gemacht wurden. Ich stelle mein eigenes Arbeitsgebiet, die Pollenanalyse, an den Beginn und in den Mittelpunkt; die Ergebnisse der drei anderen Disziplinen: der Bänderton-, der Vulkanstaub[1])- und der Radiokarbonchronologie werde ich besonders in ihrer Verknüpfung mit der Pollenanalyse betrachten. In der beschränkten Zeit kann ich nur einige typische Beispiele auswählen und will versuchen, soweit passend, neue und eben veröffentlichte oder noch unveröffentlichte herauszustellen.

Der Aufbau des Vortrags ist zugleich historisch, da die *Pollenanalyse* die älteste der vier Wissenszweige ist. 1836 beschrieb GOEPPERT erstmals fossilen Blütenstaub aus hessischen Braunkohlen. Pollenzählungen aus Mooren, in denen besonders günstige Erhaltungsbedingungen bestehen, führt man seit C. A. WEBER (1891) aus. VON POST führte 1916 die Darstellung in sog. Pollendiagrammen ein, in denen die prozentualen Pollenwerte mit der Tiefe in ein Koordinatensystem eingetragen werden[2]). Als Beispiel zeigt Fig. 1 einen Ausschnitt aus dem hoch- und spätglazialen Abschnitt des Pollendiagramms vom Hinkelsmaar, einem der vier Vulkankrater des Mosenbergs bei Manderscheid (Eifel) (vgl. [*53f*]). Zusammen mit dem ersten postglazialen Abschnitt (Va) würde man auf Grund der Baumpollenarten allein (Kolonne 4) nur 3 bis 4 Abschnitte unterscheiden. Die letzten 25 Jahre brachten nun besonders durch Arbeiten von ERDTMAN, FIRBAS, IVERSEN und OVERBECK und ihrer Schüler eine immer stärkere Berücksichtigung der Nichtbaumpollenarten. Unser Diagramm zeigt (Kolonne 5), daß man es mit ihrer Hilfe in 5 bis 6 Abschnitte gliedern kann:

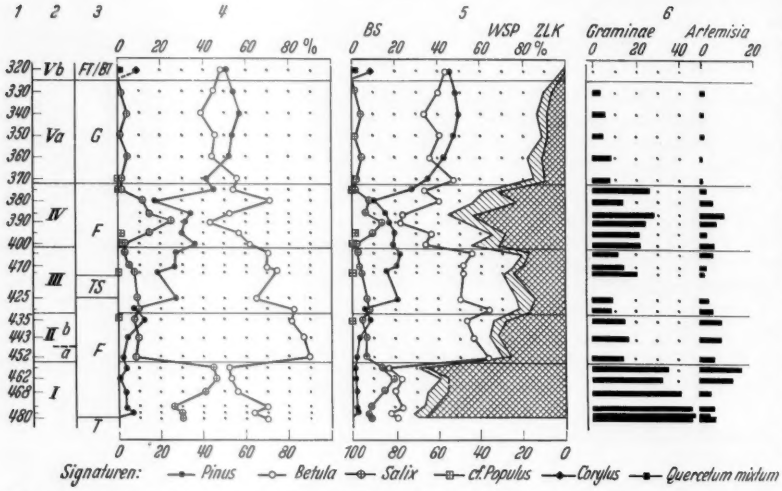


Fig. 1. Spätglazialer Teil des Pollendiagrammes Hinkelsmaar I (Mosenberg bei Manderscheid, Vulkaneifel vgl. [*53f*]). Kolonne 1: Tiefenangaben in cm; Kolonne 2: Pollenzonen (nach OVERBECK); Kolonne 3: Stratigraphie (*T* = Tuff, *TS* Tuffstaub, *F* Feindetritusgyttja, *G* Grobdetritusgyttja, *FT/BT* Flachmoortorf/Bruchwaldtorf); Kolonne 4: Baumpollendiagramm; Kolonne 5: Gesamtdiagramm (nach IVERSEN) (*BS* Bäume und Sträucher, *WSP* Wasser- und Sumpfpflanzen, *ZLK* Zwergsträucher und Landkräuter); Kolonne 6: Pollenprozente der Gräser *(Gramineae)* und des Beifußes *(Artemisia)*, bezogen auf die gesamte Pollensumme und dargestellt in Histogrammform

I. Älteste waldlose Tundrenzeit: der Ausklang der Hocheiszeit. Weidengebüsch *(Salix)*, Gräser *(Gramineae)* und Beifuß *(Artemisia)* beherrschen das Bild; die gefundenen Pollenarten sprechen für eine eigentümliche Mischung von heutigen Steppen- und Tundrenpflanzen mit Ruderalpflanzen, für deren Gedeihen offenbar der hohe Lichtgenuß in der offenen Landschaft maßgebend war.

II. Ältere waldarme Tundrenzeit: Beginn der Späteiszeit i. e. S. Erste sehr lichte Bewaldung mit Birken *(Betula)*, eine Art „Parktundra" bildend. In mehreren Profilen hat man am Beginn dieses Abschnittes ein Minimum der Nichtbaumpollen gefunden und als Anzeichen einer etwas stärkeren Bewaldung gedeutet *(„Bölling-Wärmeschwankung")*, die dann wieder zurückging. Ob man die Probe 452 cm des Hinkelsmaardiagramms auch so deuten kann (IIa), bleibt als unsicher dahingestellt.

III. Alleröd-Wärmeschwankung. Dichtere Bewaldung mit Birken *(Betula)*. Ob die Kiefer *(Pinus)* tatsächlich häufiger in der Vulkaneifel vorkam oder

*) Vortrag, gehalten auf der 101. Versammlung der Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Ärzte am 28. September 1960 in Hannover.

[1]) Tephrochronologie. Das griechische Wort τεφρα bedeutet allgemein „Asche"; exakter wäre die Bezeichnung „vulkanische Lockermassen".

[2]) Vgl. [*13a*], [*45a, c*], [*53d*]; zusammenfassende Darstellung der Ergebnisse für Mitteleuropa [*13a*], die Britischen Inseln [*20*], die USSR [*42*].

ob die größere Menge ihres Pollens von Beständen aus dem Oberrheingebiet durch Fernflug in die Eifel kam, ist nicht sicher zu entscheiden. Wahrscheinlicher ist das letztere.

IV. Jüngere Birkenparktundrenzeit: Ende der Späteiszeit. Infolge eines Kälterückschlags im Verlauf der allgemeinen Erwärmung lichten sich die Birkenbestände wiederum, Weiden- und Nichtbaumpollen nehmen zu. Mit dem Abschnitt V beginnt die Nacheiszeit, für deren Vegetationsgeschichte ich als Beispiel ein Diagramm aus dem Ostkessel des Schalkenmehrener Doppelmaares zeigen möchte (Fig. 2). Der Abschnitt IV bildet den untersten Teil. Seine hohen Nichtbaumpollenwerte sind der Figur, welche nur Baum- und Strauchpollen enthält, nicht zu entnehmen (vgl. hierzu [*53a*]), so daß wir aus dem Baumpollendiagramm lediglich die relativ hohen Weidenpollenwerte *(Salix)* heranziehen können.

V. Kiefern-Birkenwaldzeit: Vorwärmezeit.

VI. Kiefern-Haselzeit und *VII. Hasel-Zeit:* Frühe Wärmezeit.

VIII. Eichenmischwaldzeit (mit Eiche *(Quercus)*, Ulme *(Ulmus)*, Linde *(Tilia)* und Esche *(Fraxinus)*, dazu auch Ahorn *(Acer)* und Wildobstarten *(Prunus)* sowie Efeu *(Hedera)* und Mistel *(Viscum)*; zu den beiden letzten vgl. [*31b*]): Mittlere Wärmezeit mit dem Wärmemaximum.

IX. Im Diagramm als lokale Birken-Erlenzeit ausgeprägt, vom Sumpfwald im Kessel selbst. Nach Befunden von HUMMEL in benachbarten Maaren aber eine *Eichenphase der Eichenmischwaldzeit.*

X. Eichen-Buchen-Übergangszeit: Späte Wärmezeit. Beginnende Klimaverschlechterung.

XI. Buchen-Waldzeit (Rotbuche *(Fagus)* und Hainbuche *(Carpinus)* neben der Eiche) zusammen mit

XIIa. Eichen-Buchenzeit und *XII b. Kulturforstenzeit* (Kiefer *(Pinus)* und Fichte *(Picea)*): Nachwärmezeit.

Die Abschnitte I bis XII (OVERBECK [*45a, c*]), die ohne Schwierigkeit mit der von FIRBAS [*13a*] aufgestellten Gliederung in 10 Abschnitte parallelisiert werden können, werden allgemein als „Pollenzonen" bezeichnet. In ähnlicher Weise lassen sich auch nord- und westeuropäische Pollendiagramme einteilen. Diese Einteilung gibt uns eine *relative Chronologie* an, die — wie wir sahen — wir zu einer Gliederung in Abschnitte der Vegetationsgeschichte und des Klimawandels benützen können. Die groben Züge der Vegetationsgeschichte drücken nämlich im wesentlichen den Klimawandel aus, wenn man auch zur Erklärung der Vegetationsgeschichte in manchen Fällen die Wanderungsgeschichte der Pflanzenarten und ihre Konkurrenz untereinander heranziehen muß, wie zuletzt z. B. IVERSEN [*31b*] zeigte.

Vielfach wird nun stillschweigend angenommen, daß die einzelnen einander entsprechenden *Pollenzonen* in verschiedenen Teilen Europas *etwa gleichaltrig* sind. Dagegen können manche Einwände vorgebracht werden (vgl. hierzu die ausführliche Be-

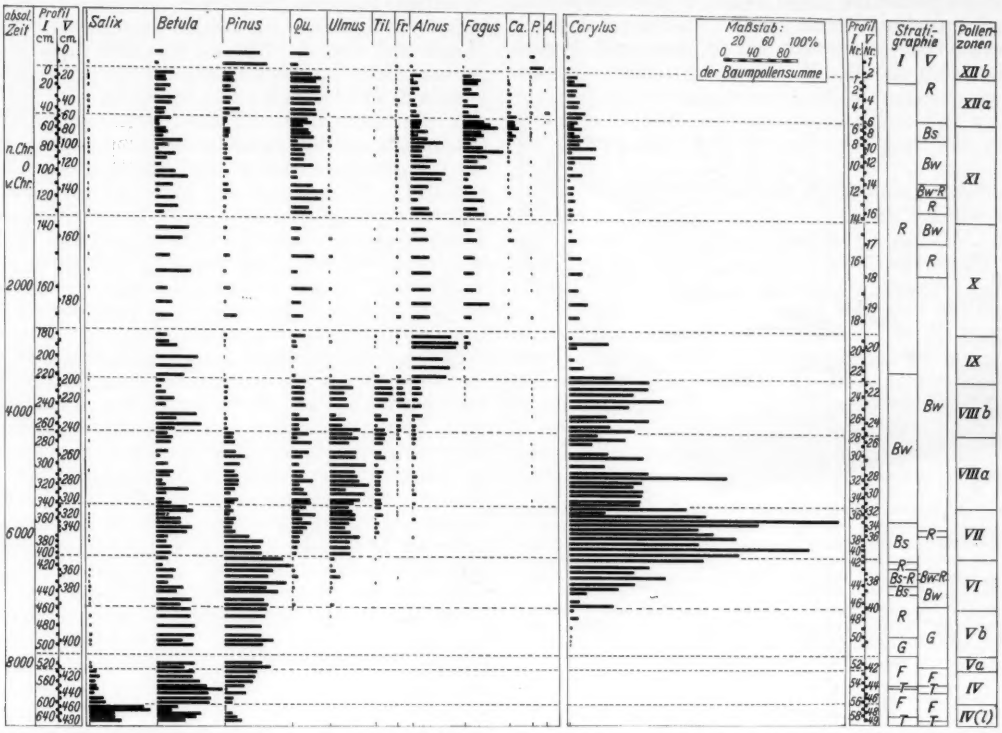


Fig. 2. Kombiniertes Histogramm Schalkenmehren I und V [*53a, f*]. Außer den Baumpollen, deren Summe als Basis (= 100 %) diente, noch die Kurve des Haselpollens *(Corylus)* auf diese Summe bezogen dargestellt. Absolute Zeit nach der Verknüpfung pollenanalytischer Ergebnisse mit der Warwenchronologie übertragen. Pollenzonen nach OVERBECK. Stratigraphie: *Bs* Braunmoostorf, *Bw* Bruchwaldtorf, *F* Feindetritusgyttja, *G* Grobdetritusgyttja, *R* Radizellentorf (Sauergräser), *T* Tuffstaub und -sand. Baumpollen und Abkürzungen: *Salix* = Weide, *Betula* = Birke, *Pinus* = Kiefer, Qu. = *Quercus* = Eiche, *Ulmus* = Ulme, Til. = *Tilia* = Linde, Fr. = *Fraxinus* = Esche, *Alnus* = Erle, *Fagus* = Rotbuche, Ca. = *Carpinus* = Hainbuche, P. = *Picea* = Fichte, A. = *Abies* = Tanne

sprechung bei FIRBAS [*13c*]). Sicherlich wird sich eine Klimaänderung nicht überall gleichartig und gleichzeitig auswirken. In Gebieten verschiedenen Klimas, z.B. im Norden oder im Gebirge, wird der Schwellenwert des Faktors, auf den es ankommt, zu verschiedenen Zeiten überschritten bzw. unterschritten werden. Ferner ist zu bedenken, daß auf unterschiedlichen Bodenarten die gleichen oder gar verschiedenen Baumarten durchaus verschiedenartig und nicht synchron reagieren können, selbst wenn ein klimatischer Schwellenwert gleichzeitig erreicht wird. Und wenn wir dann noch bedenken, daß ein Teil der Waldgeschichte, nach IVERSEN [*31b*] besonders in der Vor- und Frühen Wärmezeit aus der Wanderungsgeschichte und der

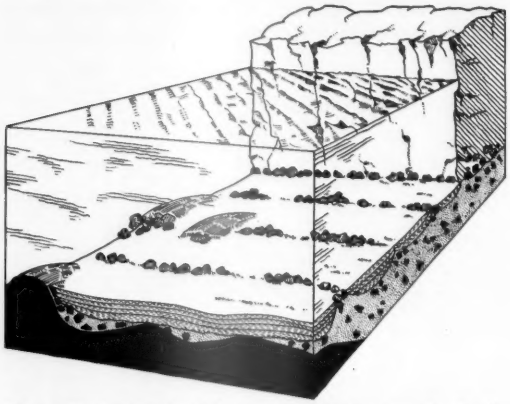


Fig. 3. Blockschema der Ablagerung von Bändertonen. Im Vordergrund ein Teil des Binnensees (Ostsee), im Hintergrund der Rand der Inlandeismasse. Die Rückzugsstadien eines Jahres werden durch die am Boden des Sees parallel zum Eisrand verlaufenden Moränenwälle begrenzt. Im linken Teil des Blockdiagramms drei Rundhöcker mit Gletscherschrammen. Im vorderen Teil liegen vier Jahresschichten übereinander, dahinter drei, zwei und direkt am Eisrand das jüngste Warw, welches als oberstes alle anderen überdeckt (aus MAGNUSSON, N.H., G. LUNDQVIST u. E. GRANLUND, Sveriges geologi, 3. Aufl. Stockholm 1957)

Konkurrenz der Baumarten untereinander besser erklärt werden kann, dann werden wir noch mehr zur Vorsicht gemahnt. Mit Sicherheit muß der Beginn der „Kulturforstenzeit" in den verschiedenen Landschaften verschieden alt sein. Das gilt überhaupt für die anthropogenen Einflüsse auf die Vegetation, welche sich im Pollendiagramm widerspiegeln. Sie können zwar synchron sein, müssen es aber nicht und werden es auch sehr häufig nicht sein. Mit ihnen müssen wir von der Zonengrenze VIII/IX — diese mit eingeschlossen — ab rechnen [*31b, 59b*].

Noch stärkere Einwände wird man gegen das Verfahren VON POSTs erheben. In seinem Vega-Vortrag 1944 [*48*] zeigte er an schwedischen Diagrammen die sog. „*Revertenz*" auf. Am Beginn und am Ende vollständiger Diagramme treten nämlich die sog. „terminokratischen" Elemente Kiefer *(Pinus)*, Fichte *(Picea)*, Rot- *(Fagus)* und Hainbuche *(Carpinus)* auf, während im mittleren Abschnitt, der etwa der Wärmezeit in ihrer Gesamtheit entspricht, die „mediokratischen" Elemente des Eichenmischwaldes zusammen mit Birke *(Betula)* und Erle *(Alnus)* herrschen. Die Konnektionen mit mittel- und westeuropäischen Pollendiagrammen, in denen jeweils auch andere Baumarten die Rollen der beiden Elemente spielen, ist nach dem vorher Gesagten schon ziemlich grob. In noch größerem Maße gilt das für die Konnektion mit neuseeländischen bzw. feuerländischen Pollendiagrammen, in denen jeweils Regenwaldarten bzw. Caryophyllaceen und Gräser die Rolle der mediokratischen und Südbuchen *(Nothofagus)*, Eisenmaßbaum *(Metrosideros)*, Gramineen und Cyperaceen bzw. Südbuchen und Cyperaceen die Rolle der terminokratischen Elemente spielen.

Während die Pollenanalyse vor allem in Schweden und Deutschland entwickelt wurde, ist die *Bändertonchronologie* eine rein schwedische Entdeckung. Schon seit 1878 hat G. DE GEER die in seinem schwedischen Heimatland überall leicht zu findenden „Warwen" beobachtet und darüber 1910 auf dem Geologenkongreß in Stockholm berichtet. Seine Idee war, daß es sich bei den gebänderten Tonen um Jahresablagerungen handeln müßte, die man untereinander konnektieren könnte. Seit 1921 ist die Methode „erwachsen" (vgl. [*11*], [*60*]), sie hat sich also etwa parallel zur Pollenanalyse entwickelt. Jedes Warw[1]) ist eine *Jahresablagerung*, die im Frühjahr mit etwas gröberen helleren Schichten („Sommerschicht") beginnt und im Herbst feiner und dunkler („Winterschicht") wird, um dann in einer Ruhepause eine scharfe winterliche Grenze zu bilden. Die Schichtdicke der Warwen nimmt in einem Aufschluß durchschnittlich von unten nach oben hin ab. Die Bändertone wurden in ruhigen Süßwasserbecken am Rande der großen skandinavischen Eismasse aus dem vom Schmelzwasser mitgeführten Material gebildet (Fig. 3). Daher liegen immer die jüngeren Warwen in der Rückzugsrichtung, in Schweden also weiter nördlich oder westlich. Mit der Entfernung von der Eismasse keilen sie aus, so daß weiter im Süden oder Osten jeweils die Schichtdicke nach oben hin abnehmen muß. Sie liegen dachziegelartig nach der Rückzugsrichtung einfallend übereinander und können in Aufschlüssen oft über weite Strecken hin verfolgt werden. Eine *Zeitskala des Eisrückzugs* in absoluten Zahlen konnte aufgestellt werden, da man die Schichtenpakete von Holstein bis nach Nordschweden, bis fast an die heutige Zeit heran, konnektieren konnte. In warmen Sommern werden nämlich die Schichten dicker sein, da ihnen mehr Material zugeführt wurde, in kühlen sind sie dünner. Die Kurven der Schichtdicken lassen die Konnektierung zu (Fig. 4). Die Versuche, über Kontinente hinweg zu konnektieren, scheinen in manchen Fällen gelungen zu sein, wenn auch hier erhebliche Schwierigkeiten bestehen.

1938 führte FROMM *Pollenanalysen aus* mehreren *Bändertonprofilen* im Gebiet des Ångermanälvs durch und konnte ein „Generaldiagramm" aufstellen, das er durch die Warwenchronologie auf ± 100 Jahre genau datierte (Fig. 5). Die spätglazialen Pollenzonen wurden durch die Verknüpfung mit den Rückzugsstadien des Eises im Ostseeraum datiert, deren absolutes Alter wiederum durch die Bändertonchronologie bestimmt wurde. Während die skandinavischen Quartärgeologen die Nacheiszeit mit der Bipartition des skandinavischen Inlandeises beginnen lassen (vgl. hierzu [*10*], *43b*]), rechnen besonders Botaniker und Zoologen — wie wir es in den Pollendiagrammen schon taten — die Nacheiszeit schon vom Beginn des Eisrückzugs

[1]) Das schwedische Wort „Varv" ist sächlichen Geschlechts und bedeutet „Ablagerung" mit dem Nebensinn des (rhythmisch) Wiederholten.

von den mittelschwedischen und Salpausselkä-Moränen ab. Daß diese Moränenzüge der Jüngeren Tundrenzeit (Zone IV) entsprechen, hat DONNER [*12a, b*] überzeugend nachweisen können. Damit ist die Grenze IV/V, der Übergang von der Spät- zur Nacheiszeit, auch warwenchronologisch datiert. Nach DE GEER wäre 8109 v. Chr., nach SAURAMO 8150 v. Chr. (die allgemein angenommene Zahl) und nach DONNER 7900 v. Chr. die entsprechende Jahreszahl. Für zwei andere spätglaziale Zonengrenzen ergab sich:

III/IV: Alleröd/Jüngere Tundrenzeit rund 9000 v. Chr. II/III: Ältere Tundrenzeit/Alleröd rund 10000 v. Chr. Die entsprechenden Zahlen für das Postglazial sind der Fig. 5 zu entnehmen (vgl. [*13a*]).

Streng genommen gilt die warwenchronologische Datierung der Pollenzonen nur für den skandinavischen Raum. Wenn sie auch auf mittel- und westeuropäische Gebiete übertragen wurde, dann konnte das nur mit allen früher gemachten Vorbehalten als Arbeitshypothese geschehen (vgl. [*13a, 45a*]). Auch das Schalkenmehrener Diagramm (Fig. 2) wurde in Ermangelung besserer Möglichkeiten auf diese Weise datiert. Für die Zonen XI und XII gab die Verknüpfung mit prähistorischen und historischen Daten eine gute Vergleichsmöglichkeit ab [*53d, f*].

Die *Tephrochronologie* (= Vulkanstaubzeitrechnung) ist jünger: seit 1932 haben finnische Forscher (vgl. [*5a, b*]) in Patagonien und Feuerland erfolgreiche Forschungen in dieser Disziplin ausgeführt, der dann THORARINSSON [*58a*], welcher seit 1934 auf Island erfolgreich arbeitet, den Namen gab (vgl. die zus. Darstellung [*53b*], hier weitere Arbeiten zitiert). Sie basiert auf der Möglichkeit, die Zugehörigkeit von vulkanischen Tuffschichten aus ihrer mineralisch-chemischen Zusammensetzung zu erkennen, auch wenn sie in großer Entfernung vom Ausbruchsort abgelagert wurden.

Als Beispiel diene das Pollendiagramm aus dem Lago Lacar, *Argentinien* (Fig. 6). Es zeigt das Wechselspiel zwischen dem Südbuchen-Wald und der Steppe und die in den Torf eingelagerten Tuffschichten I, II und III. Das relative Alter der Tuffschichten (in manchen Gebieten sind es 4 und mehr!) wurde durch die Konnektion der Pollendiagramme aus den Moorprofilen, in denen die Tuffe lagen, bestimmt (Fig. 7). Ist dieses Verfahren nach dem vorher Gesagten schon etwas problematisch, so gilt das noch mehr von dem Versuch, das absolute Alter der Abschnitte südamerikanischer Pollendiagramme durch Konnektion mit finnischen Pollendiagrammen festzustellen. Wir werden später sehen, daß das auch nur zum Teil geglückt ist.

Auf *Island* hat THORARINSSON [*58a—e*][1]) neben rezenten zahlreiche historische und vor der Besiedlung der Insel erfolgte Ausbrüche gründlich untersucht. In den Thjórsárdalur fand er z. B. 16 verschiedene Tuff- und Ascheschichten. Als besonders wichtige Leithorizonte erwiesen sich die hellen Schichten von fünf Hekla-Ausbrüchen (H_1—H_5), die fast über die ganze Insel zu finden sind. H_1 ist historisch, wird mit der Wüstung der Thjórsárdalur in Zusammenhang gebracht und auf 1104 bis 1106 n. Chr. datiert. H_3 liegt in den Mooren in der Höhe eines ausgeprägten Zersetzungskontakts, der mit der schwedischen Rekurrenzfläche RY III parallelisiert wird. Daraus schätzt THORARINSSON das Alter auf etwa 2500 bis 3000 Jahre. H_4 wäre nach roher Schätzung etwa 4500 bis 5000 und H_5 etwa 7500 Jahre alt.

Auch aus dem an Vulkanen so reichen *Japan* [*30a, b*], [*32*] werden neuerdings erste Versuche, eine Tephrochronologie aufzubauen, bekannt.

In Mitteleuropa ist der Bimsausbruch des *Laacher Sees* (Eifel) berühmt geworden[2]). Seine Spuren wur-

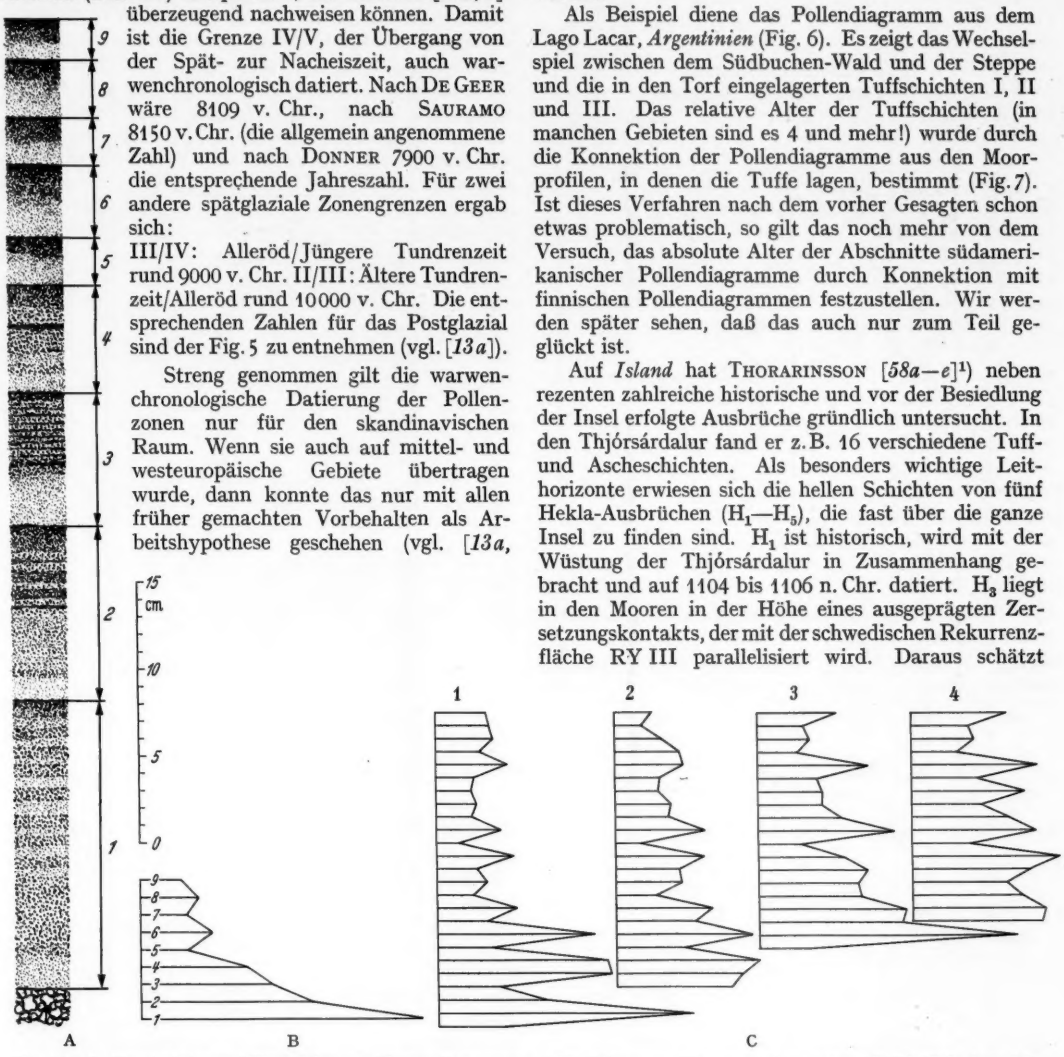


Fig. 4 A—C. Konstruktion und Konnektion von Warwendiagrammen. A Ein Paket von 9 Warwen wird vermessen. B Die Maße der 9 Jahre (1—9) werden in ein Diagramm eingetragen und in Kurvenform verbunden. (Der cm-Maßstab bezieht sich auf Fig. A und B). C Konnektierung von 4 Diagrammen, die in der Reihenfolge 1—4 in der Rückzugsrichtung des Eises aufeinander folgen. Es werden die Maxima und Minima der Kurven miteinander konnektiert. (Quelle wie Fig. 3)

[1]) Siehe auch [*5c*], S. 230 und [*44*]. Eben erschien die erste umfassendere pollenanalytische Arbeit aus Island: TH. EINARSSON, Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln 6; Köln 1961. EINARSSON bedient sich weitgehend der vulkanischen Tuffschichten zur Synchronisierung der recht einförmigen Pollendiagramme.

[2]) Hier nicht weiter zitierte Literatur s. [*53b*]; vgl. als neue Arbeit auch [*52*]. In den Fortschr. Geol. Rheinland u. Westf. 4, Krefeld Dez. 1959 (ausgegeben jedoch erst 2. Hälfte d. Jahres 1960): „Pliozän und Pleistozän am Mittel- und Niederrhein" sind mehrere

den besonders durch FIRBAS und seine Schüler in mittel -und süddeutschen Mooren gefunden, erstmals von STEINBERG (1936, veröff. 1943/44) im Untereichsfeld (am Fuß des Harzes) in Ablagerungen aus der Allerödzeit. Damit war dieser Ausbruch durch die Lage im Pollendiagramm relativ und über die Warwenchronologie auch einigermaßen genau absolut datiert. Er konnte nun auch zur Konnektierung und absoluten Datierung aller jener Schichten benutzt werden, in denen sich seine Bimstuffe fanden (Fig. 8). Die Gleichzeitigkeit der spätglazialen (Alleröd-)Wärmeschwankung im Norden Europas und im Alpengebiet ließ sich dadurch endgültig beweisen (vgl. auch H. GROSS sowie H. E. WRIGHT jr.).

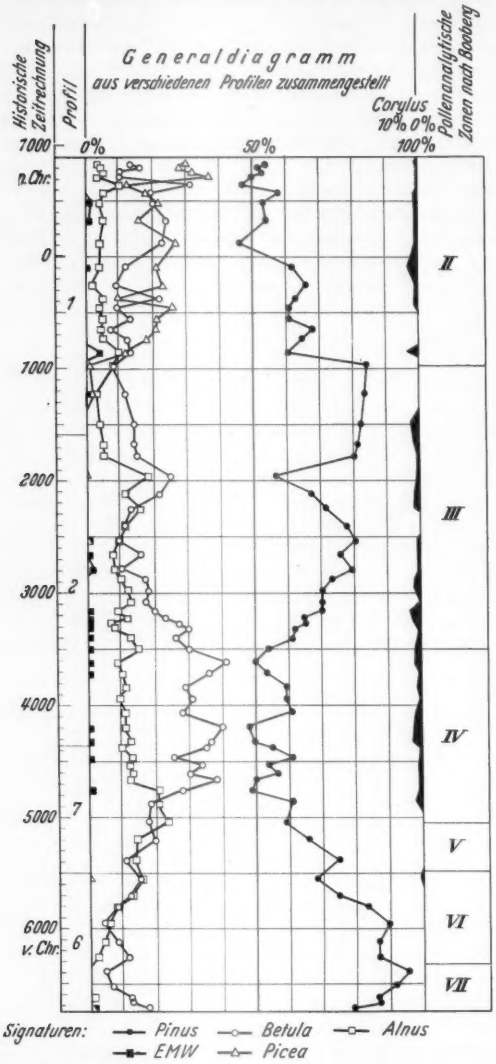


Fig. 5. „General"pollendiagramm aus dem Gebiet des Ångermanälvs (ndl. Schweden), zusammengestellt aus mehreren Profilen, welche aus Bändertonablagerungen gewonnen wurden (FROMM). Mit Hilfe der Warwenchronologie wurde die Datierung (Skala links) durchgeführt. Die Zahlen sind auf ±100 Jahre genau. Die hier angewendete Pollenzonennumerierung entspricht der nach OVERBECK etwa in folgender Weise: II etwa = XI (ältere Nachwärmzeit), III etwa = X und (Teil von?) IX, IV + V etwa = VIII (Mittlere Wärmezeit), VI etwa = VII + VI (Frühe Wärmezeit), VII etwa = V (nur Ende der Vorwärmezeit erfaßt)

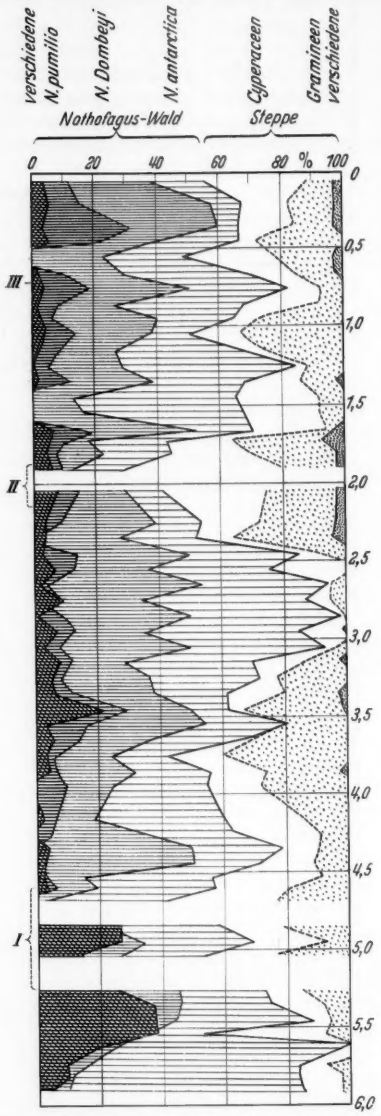


Fig. 6. Pollendiagramm aus dem Lago Lacar, Patagonien [5a, b]. Die dick ausgezogene Kurve trennt den Anteil der Südbuchenwald-Elemente *(Nothofagus)* von jenem der Steppenelemente. I, II und III vulkanische Tuffschichten

Eigene Untersuchungen des Verfassers zusammen mit Prof. J. FRECHEN beschäftigen sich mit kleineren, mehr lokalen Ausbrüchen von *Maaren in der Vulkaneifel* (vgl. [53b, f], unveröff. Untersuchungen). Mehrere Maar- und Vulkanausbrüche konnten in die Pollenzonenchronologie eingereiht werden, nachdem die

Arbeiten über den Vulkanismus des Mittelrhein-Gebietes und über die Verwendung von Tuffschichten für eine Chronologie enthalten: J. FRECHEN (2 Arbeiten, bes. S. 364!), J. FRECHEN und G. VAN DEN BOOM, J. FRECHEN und E. A. ROSAUER, E. SCHÖNHALS, R. VINKEN). Sie konnten bei der Anfertigung des Vortragsmanuskripts nicht mehr berücksichtigt werden. Besondere Bedeutung kommt danach dem Basalttuff von Kärlich (südl. Neuwied) zu, der für das Würm-Hochglazial (vielleicht 25000 Jahre alt? S. 364) eine ähnliche Rolle als tephrochronologische Zeitmarke spielt (S. 315) wie der Laacher-See-Bimstuff für das Spätglazial.

Sukzession der Pioniervegetation auf den Tuffstaubböden, die sich nach den Ausbrüchen gebildet hatten, nach ihrem Niederschlag in den Pollendiagrammen erkannt worden war. Damit waren sie relativ und über die Warwenchronologie und neuerdings auch die Radiokarbonchronologie absolut datiert (vgl. Tabelle 1).

Die jüngste Methode der Datierung quartärer Ablagerungen wurde vom US-Amerikaner LIBBY und seinen Schülern 1947 erdacht: die *Radiokarbonmethode*. Da über sie ausführlich schon auf der Tagung der Gesellschaft 1956 von Prof. HAXEL berichtet wurde [*28*], (vgl. auch [*36a, b*], [*49*], [*55*], [*71*][1]), darf ich mich über ihr Prinzip hier kurz fassen. Ein radioaktives Kohlenstoffisotop (C^{14}) wird durch die Höhenstrahlung

Tabelle 1. *Alter von Maar- und Vulkanausbrüchen in der Vulkaneifel* [*53f*]

Links Jahreszahlen v. Chr. nach der Übertragung warwenchronologischer Datierungen. Daneben (römische Zahlen) Pollenzonen nach OVERBECK, in Klammern darunter nach FIRBAS. Rechts außen in Klammern Jahreszahlen v. Chr., soweit sie nach der C^{14}-Chronologie verbessert werden müssen.

8000	V (IV)	Pulvermaar, Booser Weiher (8300)
8500	IV (III)	Krater d. Strohner „Maarchens" m. Römerbg. Weinfeldener (Toten-)Maar Hitsche II, Gemündener Maar
9000		Westkessel Schalkenmehrener Maar Mosbrucher Weiher
9500	III (II)	Laacher See (AHRENS und STEINBERG) Meerfelder Maar
10000		
10500	II (Ib + c)	
11000		Dürres Maar am Holzmaar Hitsche I (10700)
	I (Ia) ↓	Hinkels„maar"-Krater des Mosenbergs ↓

in großen Höhen der Atmosphäre gebildet und als $C^{14}O_2$ in der Atmosphäre gleichmäßig verteilt. Sein Anteil ist sehr gering: auf 10^{12} C^{12}-Atome kommt nur *ein* C^{14}-Atom. Über die CO_2-Assimilation der Pflanze wird der Radiokohlenstoff allen lebenden Organismen in der gleichen Konzentration einverleibt. Nach dem Tod der Lebewesen hört die Zufuhr von C^{14} auf, und die vorhandene Menge zerfällt radioaktiv mit der Halbwertszeit von 5568 ± 50 Jahren. Aus der gemessenen Radioaktivität fossilen organischen Materials kann man den Anteil des noch vorhandenen Radiokohlenstoffs und daraus wieder das Alter des Materials berechnen.

Die Messung bereitet wegen der kleinen Mengen selbstverständlich erhebliche Schwierigkeiten. Außerdem muß mit einigen Fehlerquellen gerechnet werden (vgl. [*39b*], [*49*]), von denen in den letzten Jahren vor allem vier näher untersucht wurden. Als „*Suess-Effekt*" wird die Erscheinung bezeichnet, daß der C^{14}-Gehalt der Atmosphäre seit der Mitte des vergangenen Jahrhunderts geringer wird. Durch die Industrialisierung wird in großem Maße alter, aus dem Karbon stammender Kohlenstoff verbrannt und an die Atmosphäre abgegeben, der praktisch C^{14}-frei ist. Man nimmt daher jetzt Holz als Vergleichsbasis bzw. zur Eichung der Vergleichssubstanz, das aus der Zeit vor 1850 stammt. Bei allen jenen Zahlen, besonders

[1]) Siehe auch MÜNNICH, K.O., Die C^{14}-Methode. Geol. Rdsch. 49 (1), 238 (1960).

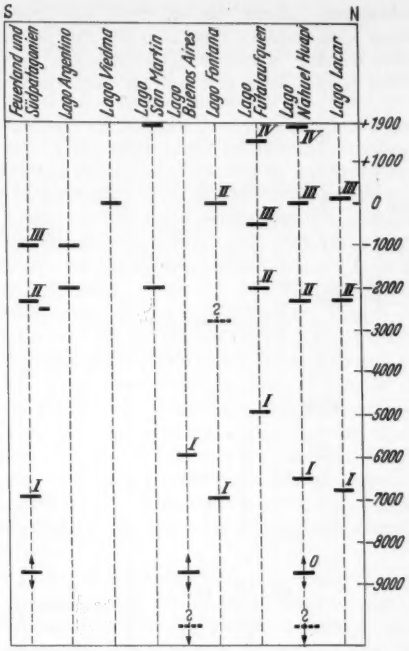


Fig. 7. Die Alterseinstufung von Tuffen verschiedener Vulkanausbrüche aus verschiedenen Vulkangebieten Südamerikas von Feuerland bis ins nördliche Patagonien (etwa bis 40° s. Br.) [*5a, b*]. Die relative Altersfestlegung wurde nach der Lage in den Pollendiagrammen der verschiedenen Gebiete (oben) durchgeführt. Die absolute Zeitskala (rechts) beruht auf einem Versuch, die südamerikanischen Pollendiagramme mit den finnischen zu konnektieren, welche durch die Warwenchronologie datiert waren

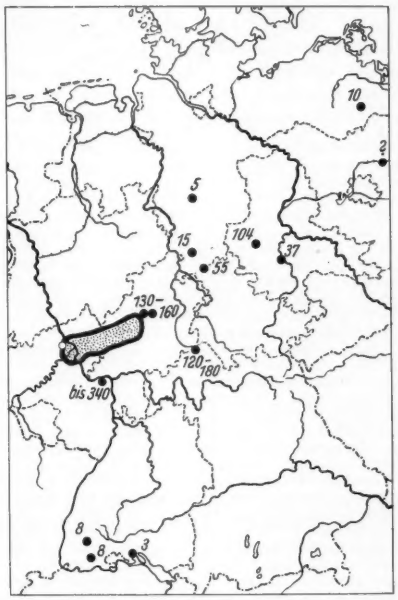


Fig. 8. Karte über die Fundstellen des Laacher Bimstuffes in Mitteleuropa [*53b, f*]; dort weitere Literatur. Es konnte auch berücksichtigt werden: DIETZ, C., H.O. GRAHLE und H. MÜLLER, Geol. Jb. 76, 67 (1958) und SONNE, V., u. W. STÖHR, Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver. (Stuttgart), N.F. 41, 103 (1959). Der punktierte, dick umrandete Bereich wird von einer geschlossenen mehr oder minder dicken Tuffschicht bedeckt. Schwarze Punkte = Tuffschicht in alleröd zeitlichen Ablagerungen in Mooren oder verlandeten Seen. Zahl = Dicke in mm. ○ = Ausbruchstellen im Laacher See-Gebiet

aus früheren Jahren, die auf Holz aus unserer Zeit bezogen sind, müssen etwa 200 bis 250 Jahre hinzugezählt werden. Gewisse Schwankungen im C^{14}-Gehalt der Atmosphäre konnten für die letzten 400 bis

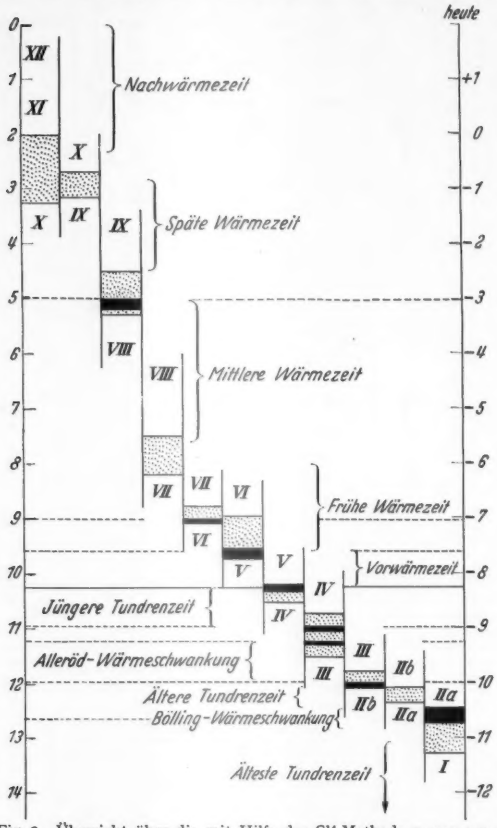


Fig. 9. Übersicht über die mit Hilfe der C^{14}-Methode gewonnenen absoluten Datierungen von Pollenzonengrenzen in „geeichten" Pollendiagrammen [*1—4, 13b—15, 17, 19a, b, 22—24, 31a, 33—35, 38, 39a, b, 47, 51, 56, 59a, 62, 64, 66, 67, 70a, b, c*]. Links die Skala in Jahrtausenden vor heute, rechts in Jahrtausenden v. und n. Chr. Die punktierte Fläche zwischen zwei römischen Zahlen, welche die Pollenzonen nach OVERBECK angeben, umreißt alle sicheren Zahlenangaben, die aus der Literatur entnommen werden konnten. Im Bereich der schwarzen Flächen häufen sich besonders viele Daten. Grenze I/IIa zwischen 11300 und 10500 v. Chr., wahrscheinlich bei 10700 v. Chr., IIa/IIb zwischen 10100 und 10400 v. Chr. Bölling-Wärmeschwankung also nur wenige Jahrhunderte [*14*]. Grenze IIb/III zwischen 9750 und 10100 v. Chr. Beginn der Alleröd-wärmeschwankung (III) nach der Warwenchronologie auf rund 10000 v. Chr. anzusetzen, eine gut begründete Zahl. Ende III nach Warwenchronologie 9000 v. Chr. braucht vorläufig nicht geändert zu werden: Grenze III/IV nach C^{14}-Daten zwischen 8700 und 9550 v. Chr., Häufungen der Zahlen um 8900 und 9300. Ende der Späteiszeit (Grenze IV/V) 8200 bis 8550 v. Chr., Häufung um 8250 bis 8300 v. Chr. Letzte Zahlen daher besser als die bisher nach der Warwenchronologie angenommene 8150 v. Chr. Nacheiszeit: Grenze V/VI 6900 bis 7700, zahlreiche Daten um 7500 und 7700 v. Chr. und VI/VII 6750 bis 7100 v. Chr. mit Häufung beim letzten Datum. Beide Grenzen also offenbar 1000 Jahre älter als bisher angenommen. Zonengrenze VII/VIII bisher rund 5500 v. Chr. angenommen, nach C^{14}-Daten 5500 bis 6200, also vielleicht älter. VIII/IX eher um 500 Jahre jünger, da Häufung bei 3000 und übrige Zahlen zwischen 2500 und 3250 v. Chr. IX/X mit 700 bis 1120 v. Chr. viel jünger als bisher (2500 v. Chr.) anzusetzen, auch X/XI 0 bis 1200 v. Chr. Ab IX ist mit anthropogenen Einflüssen zu rechnen. [Vgl. auch GODWIN, H.: Proc. Roy. Soc. B 153, 287 (1960)].

1300 Jahre festgestellt werden (sog. „*De Vries-Effekt*" [*61a*], vgl. auch [*1b*], [*7*], [*40*], [*41*]), doch ist der dadurch verursachte Fehler gering. CRAIG (vgl. [*39b*]) untersuchte den C^{13}-Gehalt (ein nicht radioaktives Isotop des Kohlenstoffs, dessen Anteil etwa 1% beträgt) organischer Stoffe und fand eine gewisse *Fraktionierung der C-Isotope* bei der Assimilation und beim Einbau in Holz. Doch kann der bei C^{14} entstehende Fehler zumeist vernachlässigt werden. Nur bei sehr genau zu datierenden C^{14}-Proben wird in neuerer Zeit auch der C^{13}-Gehalt geprüft und zum Vergleich herangezogen. MÜNNICH [*39a, b*] konnte feststellen, daß durch *wandernde Stoffe* im Torf keine nennenswerte Verfälschung des C^{14}-Gehalts erfolgte. Dagegen kann C^{14}-reiches Grundwasser in ihm liegende Knochen und Geweihreste „verjüngen" ([*39a*], vgl. auch [*28*]). Die von der C^{14}-Methode gelieferten Zahlen dürfen allerdings auch nicht unkritisch ausgewertet werden, was für Außenstehende oft nicht leicht ist[1]).

Ich möchte hier den Versuch wagen, aus der Literatur der letzten Jahre *Jahreszahlen für die Pollenzonengrenzen* aus „C^{14}-geeichten Pollendiagrammen" zusammenzustellen (Fig. 9). Selbstverständlich muß man sich der Schwierigkeiten und Fehlerquellen bewußt sein, welche einem solchen Verfahren anhaften. So sind z. B. die Pollenzonen verschiedener Systeme nicht immer exakt aufeinander zu beziehen. Ferner wurden Daten verschiedener Laboratorien verglichen, deren Genauigkeit verschieden groß ist. In der Darstellung wurde der Fehler nicht berücksichtigt, da sie sonst ganz unübersichtlich würde. Soweit nötig habe ich die Daten nach dem Suess-Effekt korrigiert. Alle mit offenbaren Unsicherheiten belasteten Daten wurden fortgelassen. Das Ergebnis dieses Vergleichs läßt sich so zusammenfassen: Die für die spätglazialen Abschnitte nach der Warwenchronologie gewonnenen Zahlen stimmen sehr gut mit den C^{14}-Daten überein. Da die Radiokarbonchronologie für die Zeitspanne zwischen 10000 und 20000 Jahren relativ am genauesten ist [*28*], wird man diese Übereinstimmung befriedigt feststellen. Die *Grenze Späteiszeit/Nacheiszeit* wird man besser mit 8250 bis 8300 v. Chr. angeben statt der bisher zumeist angenommenen 8150 v. Chr. Die Zahlen für die ältere Nacheiszeit müssen recht erheblich geändert werden. Die Zonengrenzen scheinen nach den C^{14}-Daten 500 bis 1000 Jahre älter zu sein als bisher angenommen. Für das jüngere Postglazial gilt das vorhin über die anthropogenen Einflüsse auf die Vegetation Gesagte; die Zonengrenzen werden hier zumeist nicht synchron sein. Wir dürfen aber trotz aller Vorbehalte wohl heute schon sagen, daß die einander entsprechenden Zonengrenzen auch des frühen Postglazials sowie auch andere markante Punkte in den Kurven der Pollendiagramme (Maxima, Minima, Überkreuzungen) über größere Räume hin durchaus nicht gleichaltrig sein müssen. Ein gutes Beispiel gibt die gerade veröffentlichte Kieler Dissertation von KUBITZKI [*34b*], [*35*], in der eigene und fremde pollenanalytische Ergebnisse mit C^{14}-Daten, die mit ihnen verknüpft festgestellt wurden, vergleichend geprüft werden. Die Hasel *(Corylus)* eilt danach in ihrer endgültigen Ausbreitung in England dem Festland gegenüber voraus (6800:7100 v. Chr.)[2]). Die Ausbreitung von Erle *(Alnus glutinosa)* und Linde *(Tilia)* ist auf dem Festland von Osten nach Westen und weiter nach England stark verzögert (für *Alnus* z. B. 500 Jahre). KUBITZKI diskutiert für

[1]) Vgl. hierzu MÜNNICHS Darstellung des *Zählfehlers* und die Angabe anderer Fehler in [*47*].

[2]) In den Alpen findet dieser Vorgang in Höhen von etwa 460 bis 1800 m etwa 6000 v. Chr. statt [*66*].

diese drei Fälle klimatische Ursachen. Dagegen scheint der Ulmenrückgang *(Ulmus)*, dessen Ursachen noch umstritten sind (vgl. [*31b*], [*59b*]), überall synchron zu sein. Man ist versucht, hier eher klimatische Ursachen anzunehmen als die Nutzung des Ulmenlaubes als Viehfutter. Daß die Rotbuchen- *(Fagus)* und Hainbuchen-Kurven *(Carpinus)* so starke und unregelmäßige Schwankungen zeigen, deutet auf anthropogene Ursachen hin.

C^{14}-Datierungen der *Tuffschichten aus Feuerland* zeigten, wie schon erwähnt, daß die Fernkonnektierungen und Schätzungen des absoluten Alters nur zum Teil geglückt sind (Tabelle 2). Dasselbe gilt für die isländischen Tuffe des Hekla-Vulkans (Tabelle 2). Dagegen liegen die Daten für den Laacher-See-Ausbruch nahe bei dem warwenchronologisch geschätzten.

Tabelle 2. *Vergleich älterer Schätzungen, die indirekt auf der Warwenchronologie basierten, mit neueren Radiokarbondaten (diese, soweit nötig, von mir nach dem Suess-Effekt korrigiert, Jahreszahlen v. Chr.)*

	Ältere Schätzungen	C^{14}-Daten
Feuerland: ([*1b*], [*5b*]) (vgl. Fig. 7, links)		
Tuffschicht I	7000	7200
Tuffschicht II	2300	zwischen 4600 und 2500
Tuffschicht III	1000	250
Island: ([*1b*], [*58a, b*]), (vgl. S. 327)		
Heklatuff H_3	1000	1000
Heklatuff H_4	2500—3000	2080
Heklatuff H_5	5500	4660
Laacher-See-Tuff ([*4*], [*13d*], [*39a*])	9500	9950—9350
Schalkenmehrener Maar: Totenmaar-Tuff ([*53c*], [*54*], [*62*])	8500	8850—9070

Die Muddeprobe aus dem Ostkessel des Schalkenmehrener Maares mag nach den C^{14}-Daten vielleicht deshalb etwas älter erscheinen (Tabelle 2), weil in organischen Seeablagerungen aus dem Wasser gelöste CO_2 eingebaut werden kann, wodurch das Material älter erscheint.

Die C^{14}-Methode erlaubt auch eine einwandfreie *Konnektierung* von Pollendiagrammen aus ganz *verschiedenen Klimazonen* und über Kontinente hinweg. Beispiele hierfür liegen aus der Südschweiz [*72*], aus Südfrankreich (Lourdes [*63*]), aus Spanien (Provinz Zamora [*18*]), aus Nordamerika ([*16a, b*], [*29a, c*], [*37*], [*1a*]) und aus Kolumbien ([*25*], [*26*], [*64*]) vor. Auch von dem aus Madagaskar gesammelten Material [*53e*] liegen eben auf diese Weise datierte erste Proben vor. In Groningen fand DE WAARD [*65*] für einen Torf aus 8 m Tiefe das Alter von 4400 Jahren und für einen zweiten (aus einem anderen Profil) aus 9 m Tiefe 8400 Jahre. Das bedeutet 15 bzw. 10,5 cm Flachmoor-Torfbildung im Jahrhundert in diesem tropischen Gebirgsland gegenüber 5,1 bis 9,4 cm in der Eifel.

Einige *andere Anwendungsgebiete* der C^{14}-Datierung kann ich hier nur kurz aufzählen: 1. Rekurrenzflächen (Kontakte verschiedener Torfzersetzung). GRANLUND (vgl. hierzu auch [*43a*], [*45b*], [*46*]) hielt sie für gleichaltrig über größere Gebiete und glaubte, einen bestimmten Rhythmus ihrer Bildung festzustellen. Neuere Arbeiten zeigen aber, daß ihre Bildung selbst innerhalb großklimatisch ähnlicher Räume, ja sogar in ein und demselben Moor nicht gleichaltrig ist ([*1b*], [*2b*], [*6*], [*47*]). 2. Küstenverschiebungen. 3. Alter von Gletschereis [*9*] und Gletscherbewegungen [*29b*]. 4. Zahllose prähistorische Funde. 5. Geschichte von Seen. 6. Eisrandlagen. 7. Fossile Böden ([*61b*], [*69*]). 8. Rohhumusbildungen [*19b*], [*31b*]. 9. Fossiler Guano [PONS, A., u. P. QUÉZEL, C. r. Séanc. Acad. Sci. Paris **244**, 2290 (1958)].

Der neueste Erfolg wurde durch die *Ausdehnung* der C^{14}-Datierung bis auf 70000 Jahre zurück errungen (mit Hilfe der Isotopenanreicherung [*27*]). Damit umfaßt sie praktisch die *ganze letzte Eiszeit* (Würm oder Weichsel). Ohne mich in die lebhafte Diskussion darüber einzuschalten — das ist mir als Außenstehendem gar nicht möglich —, ob es sich um eine dreigeteilte Eiszeit oder nur um drei Phasen handelt, möchte ich nur die ersten Zahlen nennen ([*3*], [*57*], vgl. auch [*8*]), die sich bei den Messungen ergeben haben: Beginn der Würmeiszeit rund 75000 bis [*8*] 70000 vor heute; zwei frühglaziale Wärmeschwankungen (Interstadiale) um 64000 und um 59000 vor heute. Das Hochglazial wäre zwischen etwa 50000 (nach [*8*] 40000) und 14000 (nach [*8*] 20000) vor heute zu datieren und ist durch ein Interstadial von 32000 bis 28000 unterbrochen. Die Daten des Spätglazials wurden bereits oben besprochen. Für ältere Eis- und Zwischeneiszeiten wird eine neue Methode in ihrer Anwendung erprobt, der sog. *Fluortest* [*50*]. Man wird weitere Ergebnisse abwarten müssen, ehe man eine Chronologie damit aufbauen kann.

Wenn wir zum Schluß eine *Zusammenfassung* und einen *Ausblick* geben wollen, dann wäre zu sagen, daß die *Pollenanalyse* und die *Tephrochronologie* uns nur relative Zeitskalen an die Hand geben. Die Pollenanalyse erlaubt Konnektierungen der Diagramme nur in enger begrenzten Räumen, da ihre Pollenzonengrenzen über größere Gebiete hinweg offenbar nicht ganz synchron sind. Im Spätglazial jedoch dürften sie wenigstens einigermaßen gleich alt sein, vielleicht weil es in diesem Zeitabschnitt schroffere Klimaänderungen gab, deren Auswirkung auf die Vegetation sich im Pollendiagramm schärfer abzeichnet. Vulkanische Tuffschichten erlauben dagegen ausgezeichnete Konnektionen auch über große Gebiete hin, da es sich zumeist nur um kurzdauernde Ausbrüche gehandelt hat. Ihre mineralische Zusammensetzung ist gewöhnlich so charakteristisch, daß man sie gut wiedererkennen kann. Beide Chronologien müssen anderweitig absolut datiert werden. Das geschah durch die *Bändertonchronologie*, die aber nur im engeren periglazialen Raum anwendbar ist. Man hat ausgezeichnete Ergebnisse gewonnen; die Arbeit auf diesem Gebiet kann mindestens für den skandinavischen Raum als so gut wie abgeschlossen betrachtet werden. Vielleicht wird man auch andere jahreszeitlich geschichtete Ablagerungen außerhalb des periglazialen Gebietes heranziehen können. Die *Radiokarbonchronologie* steht erst am Beginn, hat aber schon bedeutende Erfolge zu verzeichnen. Im Laufe der Zeit wird sie durch die Eliminierung von Fehlerquellen sicher noch vervollkommnet werden. Für den Pollenanalytiker wäre es wünschenswert, wenn er aus jeder klimatisch-pflanzengeographisch einheitlichen Landschaft ein gutes vollständiges „C^{14}-geeichtes" Standard-Pollendiagramm hätte.

Die behandelten Forschungszweige bieten ein ausgezeichnetes Beispiel für die *Zusammenarbeit* vieler Disziplinen zur Aufstellung einer Chronologie des Quartärs: der Botanik, der Geographie, der Geologie, der Mineralogie, der Physik sowie auch — in diesem Vortrag nur kurz gestreift — der Urgeschichte und der Zoologie.

Literatur[1])

[1] Amer. J. Sci.: Radiocarbon Suppl. a) **1** (1959), b) **2** (1960). (Alle Arbeiten aus 1 a und 1 b werden nicht mehr gesondert zitiert). — [2] Aletsee, L.: a) Verh. 4. internat. Tagg. Quartärbotaniker 1957, Veröff. geobot. Inst. Rübel (Zürich) **34**, 13 (1958). — b) Nova Acta Leopoldina N.F. Bd. **21**, Nr. 139, Leipzig 1959. — [3] Andersen, Sv. Th., Hl. de Vries u. W.H. Zagwijn: Geol. en Mijnb. **39**, 38 (1960). — [4] Anderson, E.C., Hilde Levi, u. H. Tauber: Science **118**, 6 (1953). — [5] *Auer, V.: Ann. Acad. Sci. fenn. Helsinki A III a) **45** (1956); b) **50** (1958); c) **60** (1959). — [6] Averdieck, F.-R.: Nova Acta Leopoldina N.F. Bd. **19**, Nr. 130, Leipzig 1957. — [7] Barker, H.: Nature [London] **182**, 1433 (1958). — [8] Büdel, J.: Würzburger geogr. Arb. Heft **8**, Würzburg 1960. — [9] Coachman, L.K., E. Hemmingsen, P.F. Scholander, T. Enns u. Hl. de Vries: Science **127**, 1288 (1958). — [10] De Geer, Ebba Hult: Eiszeitalter u. Gegenw. **10**, 113 (1959). — [11] *De Geer, G.: Kungl. svenka Vetenskapsakad. Handl. (3) **18**, (6), Stockholm 1940. — [12] Donner, J.: Comp. rend. Soc. géol. Finlande a) **24**, 1 (1951); b) **30**, 79 (1957). — [13] Firbas, F.: *a) Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. I. u. II. Jena 1949 u. 1952; b) Naturwissenschaften **40**, 54 (1953); c) Danm. geol. Unders. [Kopenhagen] 2. R., Nr. 80, S. 12 (1954); d) Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-nat., Kl. IIb, biol. physiol. chem. Abt. Jg. 1954, 5. Göttingen 1954. — [14] Firbas, F., H. Müller u. K.O. Münnich: Naturwissenschaften **42**, 509 (1955). — [15] Firbas, F., K.O. Münnich u. W. Wittke: Flora [Jena] **146**, 512 (1958). — [16] Flint, R.F.: Amer. J. Sci. a) **253**, 249 (1955); b) **254**, 265 (1956). — [17] Florschütz, F.: Boor en Spade **8**, 174 (1957). — [18] Florschütz, F., u. Josefa Menéndez Amor: Actes Ve Congr. INQUA Barcelona 1957 (im Druck). — [19] Fries, M.: a) Acta phytogeogr. suecica **39**. Uppsala 1958. — b) Svensk bot. Tidskr. **53**, 479 (1959). — [20] *Godwin, H.: The History of the British Flora. Cambridge 1956. — [21] Godwin, H., R.P. Suggate u. E.H. Willis: Nature [London] **181**, 1518 (1958). — [22] Godwin, H., D. Walker u. E.H. Willis: Proc. Roy. Soc. B **147**, 352 (1957). — [23] Godwin, H., u. E.H. Willis: a) Nature [London] **184**, 490 (1959). — b) Proc. Roy. Soc. B **150**, 199 (1959). — [24] Grohne, Udelgard: Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet, Bd. 6, S. 1 (1957). — [25] Hammen, Th. van der: Geol. en Mijnb. **22** (im Druck). — [26] Hammen, Th. van der, u. E. Gonzales: Leidse geol. Mededel. **25**, 261 (1960). — [27] Haring, A., A.E. de Vries u. Hl. de Vries: Science **128**, 472 (1958). — [28] Haxel, O.: Naturwissenschaften **44**, 163 (1957). — [29] Heusser, C.J.: a) Ecology **34** (3), 637 (1953). — b) Ecol. Monogr. **26**, 263 (1956). — c) 18th biol. Coll., p. 62, 1957. — [30] Hori, S.: a) Jap. J. Botany **16**, 102 (1957). — b) Sci. Rep. Gunma Univ. **7** (2) (1958). — [31] Iversen, Johns: a) Science **118**, 9 (1953); b) Danm. geol. Unders. 4. R., Bd. 4, Nr. 3. Kopenhagen 1960. — [32] Kaizuka, S.: Erdkunde **12**, 253 (1958). — [33] Krog, H.: Danm. geol. Unders. [Kopenhagen] 2. R., Bd. **80**, S. 120 (1954). — [34] Kubitzki, K.: a) Schriften naturw. Ver. Schles.-Holst. **30**, 12 (1960). — b) Diss. Kiel 1960[2]). — [35] Kubitzki, K., u. K.O. Münnich: Ber. dtsch. bot. Ges. **73** (4), 137 (1960). — [36] Libby, W.F.: a) Endeavour **13** (49), 5 (1954). — *b) Radiocarbon dating, 2. Aufl. Chicago 1955. — [37] Livingstone, D.A., u. B.G.R. Livingstone: Amer. J. Sci. **256**, 341 (1958). — [38] Mitchell, G.F.: J. Roy. Soc. Antiquaries Ireland **88** (1), 49 (1958). — [39] Münnich, K.O.: a) Science **126**, 194 (1957). — b) Naturwiss. Rdsch. **11** (1), 30 (1958). — [40] Münnich, K.O., H.G. Östlund u. Hl. de Vries: Nature [London] **182**, 1432 (1958). — [41] Münnich, K.O., u. J.C. Vogel: Naturwissenschaften **45** (14), 327 (1958). — [42] *Nejštadt, M.I.: Waldgeschichte und Paläogeographie der UdSSR im Holocän. [Russisch.] Moskau 1957. — [43] Nilsson, T.: a) Lunds Univ. Årskr., N.F. Avd. 2, Bd. **44**, Nr. 7 (1948). — b) Eiszeitalter u. Gegenw. **10**, 10 (1959). — [44] Okko, V.: Acta geogr. **15** (1), Helsinki 1956. — [45] Overbeck, F.: a) Die Moore. Bremen-Horn 1950. — b) Das Große Moor bei Gifhorn. Bremen-Horn 1952. — c) Handbuch der Mikroskopie in der Technik, Bd. II, Teil 3, S. 327. Frankfurt/Main 1958. — [46] Overbeck, F., u. Ingeborg Griéz: Flora [Jena] **141**, 51 (1954). — [47] Overbeck, F., K.O. Münnich, L. Aletsee u. F.-R. Averdieck: Flora [Jena] **145**, 37 (1957). — [48] Post, L.v.: New Phytologist **45** (2), 195 (1946). — [49] *Rankama, K.: Isotope Geology, 2. Druck. London 1952. — [50] Richter, K.: Eiszeitalter u. Gegenw. **9**, 18 (1958). — [51] Rust, A.: Die jungpaläolithischen Zeltanlagen von Ahrensburg. Neumünster 1958. — [52] Schweitzer, H.-J.: Eiszeitalter u. Gegenw. **9**, 28 (1958). — [53] Straka, H.: a) Naturwiss. Rdsch. **8** (12), 480 (1955). — *b) Erdkunde **10** (3), 204 (1956). — c) Naturwiss. Rdsch. **10** (3), 109 (1957). — d) Pollenanalyse und Vegetationsgeschichte. Die Neue Brehmbücherei, Heft 202. Wittenberg 1957. — e) Erdkunde **14** (2), 81 (1960). — *f) Ber. dtsch. bot. Ges. **73**, 307 (1960). — [54] Straka, H., u. Hl. de Vries: Naturwissenschaften **43** (1), 13 (1956). — [55] Suess, H.E.: Angew. Chem. **68**, 540 (1956). — [56] Tauber, H.: Science **124**, 879 (1956). — [57] Tauber, H., u. Hl. de Vries: Eiszeitalter u. Gegenw. **9**, 69 (1958). — [58] Thorarinsson, S.: a) Geogr. Ann. **26** (1—2), 1 (1944); b) **33** (1—2), 1 (1951). — c) Acta natur. islandica **2**, (2). Reykjavik 1958. — d) Erdkunde **13**, 124 (1959). — e) Naturwiss. Rdsch. **13** (3), 81 (1960). — [59] Troels-Smith, J.: a) Science **124**, 876 (1956). — b) Danm. geol. Unders. 4. R., Bd. 4, Nr. 4. Kopenhagen 1960. — [60] Troll, K.: Naturwissenschaften **13**, 909 (1925). — [61] Vries, Hl. de: Kgl. nederl. Akad. Wetensch. Proc. B a) **61** (2), 1 (1958); b) **62** (1), 84 (1959). — [62] Vries, Hl. de, G.W. Barendsen u. H.T. Waterbolk: Science **127**, 129 (1958). — [63] Vries, Hl. de, F. Florschütz u. Josefa Menéndez Amor: siehe auch Compt. rend. IXe Congr. internat. Botan. Montréal 1959, vol. 2., Résumés, S. 116 u. 260. — [64] Vries, Hl. de, u. H.T. Waterbolk: Science **128**, 1550 (1958). — [65] Waard, H. de, u. H. Straka: Naturwissenschaften **48**, 45 (1961). — [66] Welten, M.: Verh. 4. internat. Tagg. Quartärbotaniker 1957. Veröff. geobot. Inst. Rübel [Zürich] **34**, 150 (1958). — [67] Welten, M., u. H. Oeschger: Verh. schweiz. naturforsch. Ges. **1957**, 88. — [68] *Woldstedt, P.: Das Eiszeitalter, Bd. I u. II. Stuttgart 1954 u. 1958. — [69] Wright jr., H.E., u. M. Rubin: Science **124**, 625 (1956). — [70] Zeist, W. van: a) Palaeohistoria **3**, 220 (1954); b) **4**, 113 (1955). — c) Verh. 4. internat. Tagg. Quartärbotaniker 1957. Veröff. geobot. Inst. Rübel [Zürich] **34**, 160 (1958). — [71] *Zeuner, F.E.: Dating the Past. An Introduction to Geochronology. 5. Aufl. London 1958. — [72] Zoller, H.: Verh. 4. internat. Tagg. Quartärbotaniker 1957. Veröff. geobot. Inst. Rübel [Zürich] **34**, 166 (1958).

[1]) Vorwiegend die neueste Literatur. In den mit * bezeichneten Nummern ausführliche Literaturlisten.

[2]) In Flora [Jena] **150** (1), 43 (1961).

Botanisches Institut der Universität, Kiel

Eingegangen am 30. September 1961

Klima und Pflanzenkleid der Erde in dreidimensionaler Sicht*)

Von C. Troll, Bonn

Bei dem Versuch, die Gesetzmäßigkeiten aufzuspüren, die die Verteilung der Naturerscheinungen auf unserer Erde beherrschen, stehen uns zwei Wege der räumlichen Betrachtung offen. Entweder wir beginnen unsere Beobachtungen auf kleinstem Raum, vom „Standort" aus und studieren das Verbreitungsgefüge der Erscheinungen fortschreitend zu immer größeren Zusammenhängen. Dies ist der Weg, den auch der Mensch vom Erleben der heimatlichen Scholle als Kind über die sich weitende Erfahrung bis zur Kenntnis des Erdballs zurückzulegen hat. Bei der Analyse der standörtlichen Verhältnisse stehen die Erscheinungen im Vordergrunde, die die lokalen Unterschiede des Naturhaushalts bedingen, Gesteinsunterlage und Bodenart, Geländeformen, das von beiden abhängige Verhalten des Bodenwassers. Auch die kleinräumigen Unterschiede des „Mikroklimas" passen sich in das jeweilige „Landschaftsmosaik" ein. Dabei unterscheiden wir nochmals zwischen dem „Geländeklima", das von den Bodenformen, und dem „Kleinstklima", das auch vom Gestein, vom Bodenwasser und von der pflanzlichen Bodenbedeckung beherrscht wird. Viele moderne Wissenszweige haben auf diesem Wege grundlegende Erkenntnisse gewonnen: Die Pflanzenökologie, die Biocönologie, die Limnologie, die Mikro-

*) Vortrag, gehalten auf der 101. Versammlung der Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Ärzte am 28. September 1960 in Hannover.

klimatologie, auch die Geographie, soweit sie die naturräumliche Ordnung und den Naturhaushalt im kleinen studiert. Das kleinräumige Muster der Pflanzendecke geht auf Unterschiede des Bodens in weitestem Sinne, auf Faktoren, die wir als edaphische[1]) bezeichnen, zurück.

Hat der Naturforscher aber einmal seine Erfahrung auf das Gesamtgebiet der Erde geweitet, so hat er auch die Möglichkeit, die Ordnung der Erscheinungen auf dem umgekehrten Wege, nämlich vom großräumigen, globalen Vergleich und fortschreitend zu kleineren Dimensionen zu erfassen. Seinem vergleichenden Auge stellt sich die Erdoberfläche zunächst in ihrer gürtelförmigen Gliederung, in den sog. „Landschaftsgürteln", dar, wobei die kleinräumigen, edaphisch[1]) bedingten Differenzierungen zunächst zurücktreten. Das Beherrschende und Einigende sind die Klimate, die sich aus der astronomischen Zonierung und in zweiter Linie aus der Verteilung der Festländer und Meere sowie der Erhebung über den Meeresspiegel herleiten. Vom Klima und seinen Elementen, Sonnenstrahlung, Temperatur, Luftzirkulation, Hydrometeore usw. und von deren jahreszeitlichem Ablauf beherrscht treten uns dann die großen Typen der Vegetation, der Verwitterungsböden, des Wasserhaushalts entgegen. Bei genauerem Zusehen erkennen wir auch großräumige, im Klima begründete Unterschiede der Landformen, klimatische Typen der Gletscher oder der festländischen Gewässer.

Es war die große Tat ALEXANDER VON HUMBOLDTs als Naturforscher und Geograph, daß er als erster diesen weltweiten vergleichenden Standpunkt in die Erdforschung trug, durch eigene messende und anschauende Beobachtung und durch die Sammlung von Einzelbeobachtungen anderer. Er wurde damit zum Begründer der Klimatologie und Pflanzengeographie, der Ozeanographie und Geomagnetologie. Bedeutungsvoll war es auch, daß mit der Entwicklung der physikalischen Instrumente, deren er sich auf seinen Reisen bedienen konnte, und der durch K. v. LINNÉ geschaffenen taxonomischen Ordnung der lebenden Organismen die Morgenröte des wissenschaftlichen Alpinismus zusammenfiel, das Bestreben, die Erdforschung in die Hochgebirge vorzutreiben. A. v. HUMBOLDT übernahm das Erbe von HORACE BÉNÉDICT DE SAUSSURE, der 1788 den Montblanc mit Meßinstrumenten bestiegen hatte, als er unter der Äquatorsonne Südamerikas zum Chimborazo emporstieg und über 5700 m Höhe erreichte. In den tropischen Gebirgen Südamerikas und Mexikos gewann er den Blick für die dreidimensionale Anordnung der irdischen Naturerscheinungen. Sein Werk „Ideen zu einer Geographie der Pflanzen" (1807) stattete er mit einem Ansichtsprofil aus, das er „ein Naturgemälde der Tropenländer" nannte und seine 10 Jahre später erschienene Schrift „De distributione geographica plantarum secundum coeli temperiem et altitudinem montium" (1817) enthält eine vergleichende Darstellung der senkrechten Verteilung der Vegetation in den Tropen, in den Alpen-Pyrenäen und in Lappland.

HUMBOLDTs große Anregung, die irdischen Erscheinungen in drei Dimensionen zu sehen, die auch bei der Darstellung der Erdoberfläche in Atlanten zunächst beste Schule machte (HERM. BERGHAUS'

[1]) Edaphisch = vom Boden abhängig, bodenbedingt, von griech. τό ἔδαφος = der Boden, der Grund.

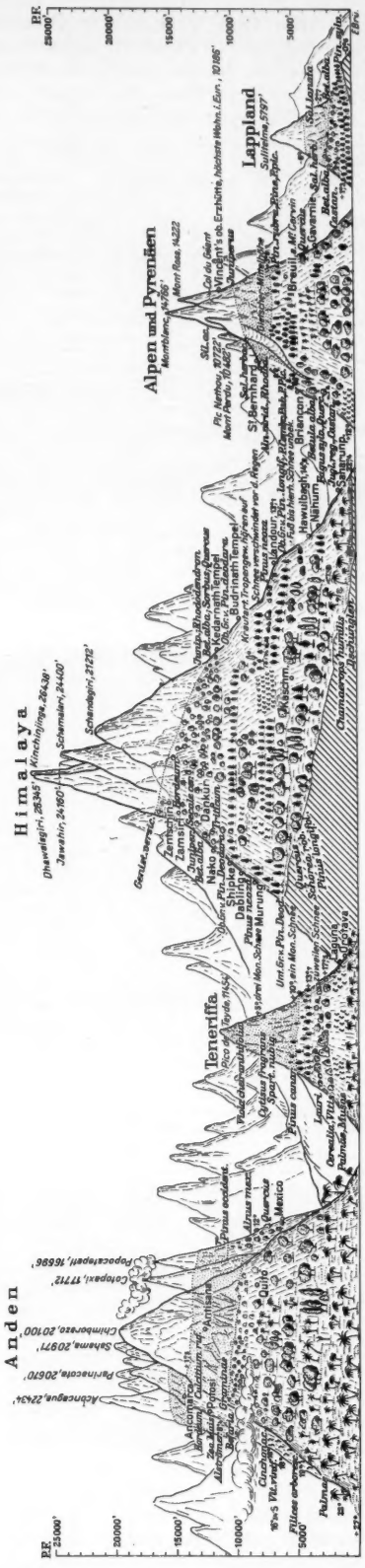


Fig. 1. Die Verbreitung der Pflanzen in senkrechter Richtung (nach A. v. HUMBOLDT, L. v. BUCH, WAHLENBERG, SCHOUW u. a.) nebst Angabe der mittleren Temperatur nach Celsius. Profildarstellung unter der Karte „Übersicht der Verbreitung der Pflanzen in waagerechter Richtung". (Unter Umzeichnung durch E. BRÜSSHAVER entnommen dem „Atlas zu ALEXANDER VON HUMBOLDTs Kosmos", hrsg. von TRAUGOTT BROMME, Stuttgart 1851)

Physikalischer Atlas [1838], Atlas zu A. v. HUMBOLDTs Kosmos, herausgegeben von TRAUGOTT BROMME 1851) (Fig. 1), ist leider im letzten Jahrhundert wieder stark in Vergessenheit geraten. Die seither immer wieder oft unter Beziehung auf HUMBOLDT von Biologen, aber auch von Geographen geäußerte Meinung, daß „die Temperaturzonen, die sich vom Äquator zum Pol streifenartig nebeneinander finden, in den Tropen schichtweise übereinander liegen", ist gerade vom Standpunkt des Biologen und Ökologen höchst irreführend. HUMBOLDT schrieb darüber: „Keine Zone der Alpenvegetation in dem gemäßigten oder kalten Erdstrich läßt sich mit der der Paramos in der tropischen Andenkette vergleichen".

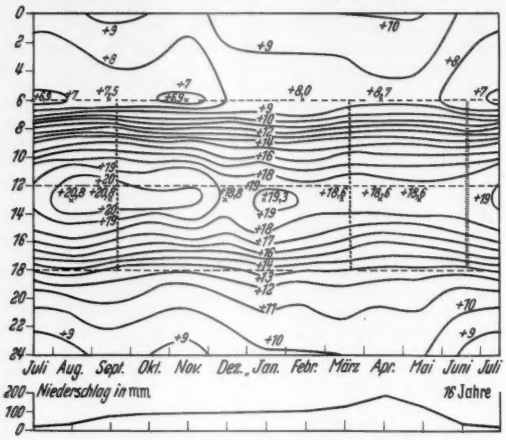


Fig. 2. Thermoisoplethen-Diagramm von Quito/Ecuador ($\varphi = 0°14'$S, $\lambda = 78°32'$W, $H = 2850$ m) als Beispiel eines äquatorialen Höhenklimas ohne thermische Jahreszeiten (1906 und 1907)

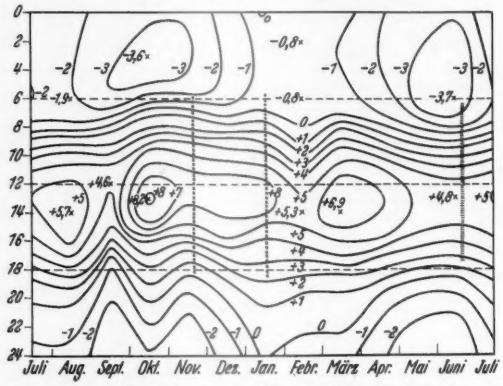


Fig. 3. Thermoisoplethen-Diagramm der Montblanc-Station am Hang des Vulkans El Misti in Südperu als Beispiel eines tropischen Subnivalklimas (4760 m Meereshöhe; $\varphi = 16°16'$S, $\lambda = 71°25'$W) mit regelmäßigen Nachtfrösten (während aller Monate des Jahres) und starker Erwärmung in den Tagesstunden. Januar 1894 bis Dezember 1895.

I. Die Eigenart der tropischen Gebirgsnatur im allgemeinen

Der grundsätzliche Unterschied zwischen den gemäßigten und kalten Breiten der Nordhalbkugel und den gemäßigten und kalten Gebirgsregionen der Tropen geht auf den völlig verschiedenen zeitlichen Ablauf der Temperaturverhältnisse zurück. Während in den höheren Breiten der Gegensatz kalter Winter und warmer Sommer dem Haushalt der Natur und der Wirtschaft des Menschen das Gepräge gibt, sind die tropischen Gebirgsklimate ebenso wie die des tropischen Tieflandes durch die jahreszeitliche Isothermie, durch den Mangel von Temperaturjahreszeiten ausgezeichnet. Dagegen sind über den tropischen Festländern infolge der starken Bestrahlung bei Tage die Temperaturunterschiede von Tag und Nacht viel stärker fühlbar. In den äquatorialen Breiten haben wir thermisch reine Tageszeitenklimate sowie in den polnahen Gebieten reine Jahreszeitenklimate. Dies habe ich seit 20 Jahren durch die Wiedergabe des jahres- und tageszeitlichen Temperaturablaufes in sog. Thermoisoplethen-Diagrammen[1]) anschaulich zu machen versucht [*1*] (Fig. 2). Am Rande der Tropen halten sich im allgemeinen die Jahres- und Tagesschwankungen der Temperatur die Waage. Für die klimatische Abgrenzung der Tropen im einzelnen wird man aber eine solche aus dem Verhältnis zweier Werte gewonnenen „Gleichgewichtslinie" nicht verwenden. Hierfür eignet sich nach dem Vorschlage von K. SAPPER und H. v. WISSMANN [*2*] am besten die äquatoriale Grenze des Frostes im Meeresspiegelniveau.

Der Frost und sein zeitliches Auftreten ist für die Naturerscheinungen der hohen Tropengebirge von allergrößter Bedeutung. Schon aus dem Fehlen oder Zurücktreten der Wärmejahreszeiten und dem Überwiegen der Tagesschwankungen ergibt sich zwangsläufig, daß wir in einer Meereshöhe, in der Fröste überhaupt regelmäßig auftreten, Frost in allen Jahreszeiten erwarten können, und zwar nur kurzperiodische Nachtfröste. Die absolute untere Frostgrenze liegt natürlich nach Breite, Massenerhebung und lokalen Strahlungsbedingungen verschieden hoch. In Quito, im ständig feuchten Hochland direkt unter dem Äquator und in Hanglage in 2850 m Höhe ist im langjährigen Ablauf nur einmal Frost beobachtet worden, die mittlere Grenze des Frostes liegt über 3000 m. In Arequipa im halbwüstenhaften Südwesten Perus im äußeren Tropengürtel bei 2360 m Höhe treten Fröste auch nur in Ausnahmefällen, aber häufiger als in Quito auf; die mittlere Frostgrenze bleibt dort unter 3000 m. In dem trockenen Strahlungsklima der Puna-Anden sind infolge der starken Tagesschwankungen der Temperatur über 4000 m in allen Monaten des Jahres Nachtfröste zu erwarten (Fig. 3) und zwischen 4700 und 5200 m sind praktisch alle Tage des Jahres Frostwechseltage, mit starkem Bodenfrost bei Nacht und erheblicher Erwärmung bei Tage. Am Vulkan El Misti in Südperu konnte ich diese vertikale Verteilung der Frostklimate im einzelnen studieren [*3a*] (Fig. 4).

Diese eigenartigen thermischen Tageszeitenklimate der tropischen Gebirge haben interessante Auswirkungen in der unbelebten und belebten Natur, besonders im Vergleich mit den winterkalten Klimaten der höheren Breiten. Tropische Gebirge haben z. B. keinen Winterschnee, da dafür die thermischen Voraussetzungen fehlen. Schneefälle kommen natürlich auch unterhalb der Grenze des ewigen Schnees vor, aber die von ihnen erzeugten Schneedecken sind entweder nur von wenigstündiger Dauer und werden mit der tageszeitlichen Erwärmung immer wieder durch

[1]) Isoplethen sind Linien gleichen Zahlenwertes einer Größe, von griech. *τό πλῆθος* = Menge, Anzahl.

Verdunstung und Schmelzung aufgezehrt, oder aber sie halten sich einige Wochen, dann aber nicht infolge niedrigerer Lufttemperatur, sondern im Strahlungsschutz der Wolkendecke und durch häufige Schneefälle — dies aber in den Regenzeiten, die in den Tropen in die Zeit der Sonnenhochstände, also in den astronomischen Sommer fallen. Das Zehrgebiet tropischer Gletscher, die Gletscherzungen unterhalb der Schneegrenze unterliegen daher einer ganzjährigen Ablation in den Tagesstunden, ganz anders als die Gletscher der höheren Breiten, die die längste Zeit des Jahres unter Winterschnee liegen.

Ein anderes Beispiel sind die Bodentypen und die Kräfte der Bodenabtragung. Wir nennen heute die nicht vom Eis bedeckten, aber starken Frostwirkungen ausgesetzten Zonen der hohen Breiten und der Hochgebirge, den Bereich zwischen der Waldgrenze und dem ewigen Schnee, vom pedologischen und geomorphologischen Standpunkt Periglazial- oder Subnivalregionen [3b]. Für sie sind die eigenartigen mechanischen Wirkungen des Bodenfrostes, Frststrukturböden oder Frostmusterböden charakteristisch. Die durch den Frost ausgelösten Kräfte erzeugen an geneigten Oberflächen die sog. Solifluktion oder das Erdfließen. Während die in der Arktis und Subarktis genauestens studierten Periglazialerscheinungen von dem Wechsel des polaren Winters mit ständiger, in der Tiefe sogar ewiger Gefrornis des Bodens und der Bildung eines sommerlichen Auftaubodens mit Durchtränkungsfließerde und sommerlichem Bodenfließen beherrscht sind, stellen die von mir in den Anden und in Ostafrika studierten Periglazialerscheinungen tageszeitliche Phänomene dar mit Nachtfrost und der Bildung einer nächtlichen oberflächlichen Kammeisdecke, auf die jeden Vormittag wieder völliges Auftauen folgt [3c]. Die Bodenbewegungen der „Kammeis-Solifluktion" spielen sich zwar nur in einer ganz dünnen Oberflächenschicht von wenigen Zentimetern ab (Fig. 5). Die Strukturböden haben daher nur die Ausmaße von Miniaturformen, aber der Wechsel des Bodenfrostes ist dafür ein alltäglicher, die Verhinderung der Vegetation eine absolute [3d] (Fig. 6).

Ein Beispiel aus dem biologischen Geschehen ist das verschiedene Verhalten der oberen Baum- und Waldgrenze in den Tropengebirgen einerseits, in den Gebirgen der höheren Breiten andererseits. In den höheren Breiten (z.B. Alpen, Karpaten, Zentralasien, Rocky Mountains) zeigt schon der physiognomische Gegensatz von aufrechten Bäumen („Wetterfichten") und Krummholz an, daß die winterlichen Schneedecken eine entscheidende Rolle spielen. Sie bewahren das in ihrem Schutz gedeihende Krummholz oder die im Raum der Schneedecke wachsenden Teile der Bäume vor den Unbilden der winterlichen Witterung (Frost, Austrocknung und mechanische Schädigung durch Wind, Eisgebläse und Rauhreif). Die aus der Schneeoberfläche aufragen-

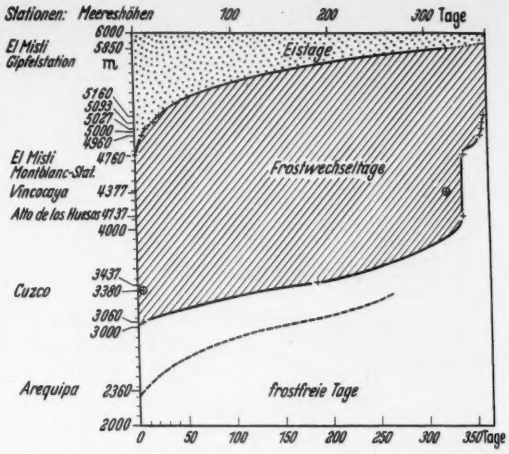


Fig. 4. Die vertikale Verteilung der Frosttage, Eistage und Frostwechseltage in den südperuanischen Anden. Beobachtungszeiten auf den Stationen am Westabfall der Anden und am Misti: El Misti-Gipfel Oktober 1983 bis Dezember 1895, El Misti-Montblanc-Station Januar 1894 bis Dezember 1895, Alto de los Huesos März 1894 bis Dezember 1895, Arequipa Januar 1892 bis Dezember 1895; Stationen auf dem Altiplano: ⊕ Vincocaya November 1888 bis April 1890. Cuzco Juli 1894 bis Dezember 1895. -------- Grenze der frostfreien Tage in der anomalen Zeit November 1886 bis Juni 1890

Fig. 5. Kammeis (Pipkrake, Needle Ice), entstanden während eines Nachtfrostes im wasserhaltigen Lockerboden. Die senkrecht stehenden Eisnadeln sind durch das Gefrieren des aus den Poren des ungefrorenen Unterbodens herausgesaugten Wassers entstanden und haben die oberflächliche Erdschicht emporgehoben. Ein Teil der Kammeisschicht ist entfernt, um diese und den Unterboden sichtbar zu machen. Mount aux Sources, Drakensberge, Südafrika in 3300 m (phot. C. TROLL, 28. 6. 1934)

Fig. 6. Solifluktionsformen in der subnivalen Stufe der Cordillera Real Boliviens. Hintergrund Chearoco-Chachacomani-Massiv. Bei 4700 m Höhe (links) geht die Puna-Vegetation in die Frostbodenwüste über, in der der oberflächliche Bodenfrost zu allen Jahreszeiten die Vegetation vollständig unterdrückt. In den Denudationswannen findet ein kontinuierliches Wandern des Schuttes in die Täler statt (Kammeis-Solifluktion). Standpunkt 5035 m (phot. C. TROLL, 7. 7. 1928)

den Bäume haben die bekannten Wetterformen, und am Ende strenger Winter weisen sie Frost- und Trockenschäden auf, ganz besonders unmittelbar über der schützenden Schneedecke (Fig. 7). Auch in den alpinen Strauch- und Zwergstrauchgürteln hat sich immer wieder die ausschlaggebende ökologische Bedeutung des Schutzes der Schneedecke und der Verkürzung der Vegetationsperiode durch langdauernde Schneebedeckung erwiesen.

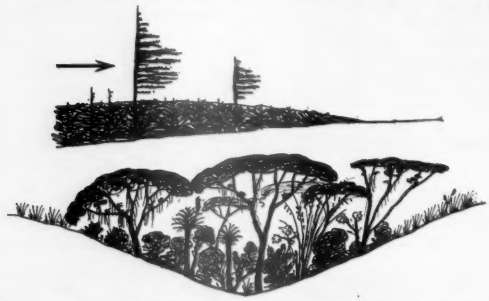


Fig. 7. Die Lebensformen der Bäume an der Waldgrenze der winterkalten, borealen Zone und der tropischen Gebirge. Oben: Nadelbäume unter der Wirkung der langen winterlichen Schneebedeckung. Bis zur Höhe der schützenden Schneedecke sind die Bäume (Picea Engelmanni) in ein ganz dichtes, grün überwinterndes Krummholz verwandelt. Nur einzelne „Wetterfichten" sind über die durch starkes Schneegebläse ausgezeichnete Schneeoberfläche hinausgewachsen und unterliegen der Frost- und Austrocknungswirkung der winterlichen Westwinde (Beispiel: Rocky Mountains). Unten: Immergrüne Kugelschirmbäume der verschiedensten Verwandtschaften (meist Laubbäume, aber auch Podocarpus, Libocedrus), von Epiphyten besetzt und behangen und von Sträuchern, Stammschopfpflanzen, Bambus und Lianen unterwachsen, bevorzugen die Tal- und Quellmuldenlage, während sie die offenen Rücken dem Höhengrasland überlassen (vgl. Fig. 12)

Diese ökologische Situation ist den tropischen Gebirgen völlig fremd. Der geschlossene, feuchte Berg- und Höhenwald der Tropen ist ein artenreicher immergrüner Wald mit üppiger Belaubung und wegen der hohen Luftfeuchtigkeit, die die alltäglichen Steigungswinde der tropischen Gebirge erzeugen, mit Epipyhten aller Art, Moosen, Flechten, Farnen und Blütenpflanzen überladen (Nebelwald, Mooswald, Elfin Forest). Er grenzt entweder unmittelbar in scharfem Übergang an das Höhengrasland, oder er geht unter Niedrigerwerden der Bäume, zum Teil derselben Arten, in immergrünes Gebüsch über. Von Wetterformen, die der Frost erzeugt, ist nichts zu sehen. Vielmehr zeichnen sich die Bäume des Höhenwaldes, ganz besonders an der Waldgrenze, durch breite, schirmförmige, an der Oberfläche gewölbte Kronen mit einer ganz dichten Belaubung an der Oberseite des Kronendaches aus („immergrüne Kugelschirmbäume"). Ganz unabhängig von den daran beteiligten Pflanzenfamilien und -gattungen finden wir diesen Waldtyp in den Anden und Mittelamerika, im tropischen Afrika, in Südindien, Indonesien und Neuguinea [*3e*].

Fig. 8. Das Verhalten der Höhengrenze des Waldes zur Geländeform in den Tropen und in der winterkalten borealen Zone

Normalerweise zeigt der tropische Höhenwald an seiner oberen Grenze kaum einen jahreszeitlichen Rhythmus. Das Blühen findet keine Unterbrechung, und die Bestäubung vieler Bäume erfolgt jahraus jahrein durch Kolibris bzw. Honigvögel. Letzten Endes ist die obere Waldgrenze wohl auch in den feuchten Tropengebieten von thermischen Faktoren beherrscht, von der allgemeinen Abnahme der Temperatur und der Wärmesummen mit der Höhe, aber weder eine kalte Jahreszeit noch eine winterliche Schneedecke sind dabei differenzierend im Spiel. Dafür gibt es allerdings in den Tropengebirgen, in denen ein Kondensationsniveau und eine Wolkenstufe mit nach oben wieder stark abnehmender Feuchtigkeit entwickelt sind, auch Fälle, in welchen auch die Trokkenheit für die Begrenzung des Waldes und Baumwuchses nach oben eine große Rolle spielt.

Dem Gegensatz der physiognomischen Erscheinungen entspricht auch ein verschiedenes Verhalten der Waldgrenze zur Topographie (Fig. 8). In den gemäßigten und kalten Zonen sind im allgemeinen vorspringende Bergrücken begünstigt, an ihnen steigt der Wald höher empor als in den Talrinnen und -mulden. Das kann zwei Gründe haben: Einmal sammelt sich in den Tälern und Mulden die winterliche Kaltluft an, so stark, daß es zu völligen geländeklimatischen Inversionen kommen kann. Außerdem sind in schneereichen Gebirgen die Täler auch die Lawinenbahnen, in denen die Nadelbäume ohne die Möglichkeit der Regeneration durch Stockausschlag vernichtet werden und wo der Lawinenschnee sehr lange liegen bleiben und die Vegetationsperiode verkürzen kann.

Ganz anders in den Tropengebirgen! Der Höhen- und Nebelwald der feuchten Tropen schiebt sich in den Talzügen und -rinnen jeweils höher hinauf und dort finden sich oft noch einzelne vorgeschobene Waldinseln in geschützter Nischenlage. Auf den Bergrücken und -spornen aber bleibt er zurück, und die Höhengrasfluren ziehen sich auf ihnen oft weit abwärts. Das Zusammenspiel der Kleinklima- und Bodenfaktoren, die für diesen Wechsel von Schluchtwald und Quellmuldenwald einerseits und offenen Grasrücken andererseits verantwortlich sind (Temperaturschwankungen, Frosthäufigkeit, Luftfeuchtigkeit, Bodenklima und Bodenwasser), ist ökologisch noch nie untersucht worden. Bemerkenswert ist nur, daß eine ähnliche Situation auch in zerschnittenen Hügelländern der heißen Stufe häufig zu beobachten ist („Schluchtwaldsavannen").

In den Hochanden Südamerikas, wo die Indianer alter Hochkulturen bis in große Meereshöhen wohnen, hat sich auch der Mensch die Eigenart des Klimaablaufs für seine Bodenkultur nutzbar zu machen gewußt [*3f*]. Vor der Einführung der europäischen Kulturpflanzen stand dem andinen Indianer als dauerhafte Getreidenahrung nur der Mais zur Verfügung, der aber durch seine Wärmeansprüche nur bis in mäßige Höhen angebaut werden kann. Für die dicht besiedelten Hochflächen des peruanisch-bolivianischen Altiplano waren die Indianer vorwiegend auf Knollenfrüchte angewiesen, nämlich Kartoffel, Oka (Oxalis tuberosa), Ishanio (Tropaeolum tuberosum) und Ullucu (Ullucus tuberosus). Diese sind aber, in der Regenzeit angebaut, infolge der starken Schwankungen der Temperatur in der Trockenzeit kaum halt-

bar. Dafür hat der Hochlandindianer die Erfindung gemacht, von diesen Knollen gerade unter Ausnutzung der allnächtlichen Fröste Konserven herzustellen (Chuño, Tunta usw.). Sie entstehen auf eine biochemisch wohl noch nicht hinreichend geklärte Weise durch einen mehrwöchigen Prozeß, bei dem die Knollen abwechselnd an der Bodenoberfläche dem Nachtfrost ausgesetzt und bei Tag in fließendes Wasser gebracht werden (Fig. 9). Dafür hat man besondere Anlagen neben den Dörfern, eine offene Tenne für das Gefrieren und Wasserbehälter für das Wässern. Die dadurch erzielten Dauerprodukte sind völlig trocken, sehr leicht und beliebig lange haltbar. Aber nur in den Hochanden Boliviens und Perus, die einen Wechsel von Regenzeit und Trockenzeit haben, ist die Konservierung möglich, weil dort der Anbau in so große Höhen reicht (bis 4200 m), daß am Ende der Regenzeit regelmäßig Nachtfröste auftreten (Fig. 10). In den ständig beregneten Anden Ecuadors, Columbiens und Venezuelas endigt der Anbau in tieferer Lage mit weniger starken und weniger regelmäßigen Frösten (3000 bis 3600 m). Dort ist aber auch eine Konservierung überflüssig, denn man kann in dem jahreszeitenlosen Klima jederzeit säen, pflanzen und ernten.

II. Die klimatischen Vegetationszonen der tropischen Tiefländer

In den frostfreien tropischen Tiefländern, in denen das Wachstum durch die Temperaturen kaum behindert ist, stufen sich die großen klimatischen Vegetationsgürtel ganz allgemein nach der Dauer und jahreszeitlichen Verteilung der Regen- und Trockenzeiten ab. Zwischen den Regenwäldern einerseits und den Wüsten andererseits liegen die breiten Gürtel der sog. tropischen Grasländer. Sie weisen in Wirklichkeit je nach den edaphischen Bedingungen einen sehr bunten Wechsel von Gras- und Baumwuchs auf. Ganz baumfreie Grasfluren gibt es nur ausnahmsweise, gewöhnlich sind sie von Bäumen oder Gehölzinseln durchsetzt, aber auch geschlossene bis dichte laubwerfende Wälder und Buschformationen kommen vor und keineswegs nur in den feuchteren Gürteln. Dort allerdings gibt es Grasfluren, die von immergrünen Waldinseln und Waldstreifen durchzogen sind (Galeriewaldsavannen, Termitensavannen, Schluchtwaldsavannen). Die Rolle des Grasbrandes hängt davon ab, ob eine mehr oder weniger geschlossene Grasdecke vorhanden ist, sei es in offenem Kamp, sei es im Unterwuchs der Wälder [*3g, h*].

Als klimatische Vegetationsgürtel unterscheiden wir mit F. JÄGER vom immerfeuchten bis zum ständig trockenen Tropenklima: Regenwaldgürtel, Feuchtsavannengürtel, Trockensavannengürtel, Dorn- und Sukkulentensavannengürtel, Wüstensavannengürtel, Wüste. In den verschiedenen Tropenkontinenten lassen sich für jeden dieser Gürtel auch bei ganz verschiedener floristischer Ausstattung ganz charakteristische Lebens- und Anpassungsformen feststellen (Konvergenz), die enge Beziehungen zum jahreszeitlichen Wechsel des Wasserhaushalts vermuten lassen (nach Form und Wechsel der Belaubung, Bedornung,

Fig. 9. Anlage zur Herstellung von Kartoffelkonserven („Chuño") durch Frostbehandlung und Wässern. Indianerdorf Coocó bei Sorata (Bolivia). 3600 m. Auf dem Rasenplan links werden die Knollen nachts ausgebreitet und dem starken Frost ausgesetzt, in den Wassertanks, von denen einige gefüllt sind und von Wasser durchflossen werden, tagsüber gewässert (phot. C. TROLL, 1928)

Wasserspeicherung in Sprossen, Stämmen, Blättern oder Xylopodien, Form der Berindung usw.) [*3i*]. Diese Lebensformen lassen sich auch sehr gut für den Vergleich mit den klimatischen Bedingungen verwenden, wenn auch klimatische Faktoren gelegentlich

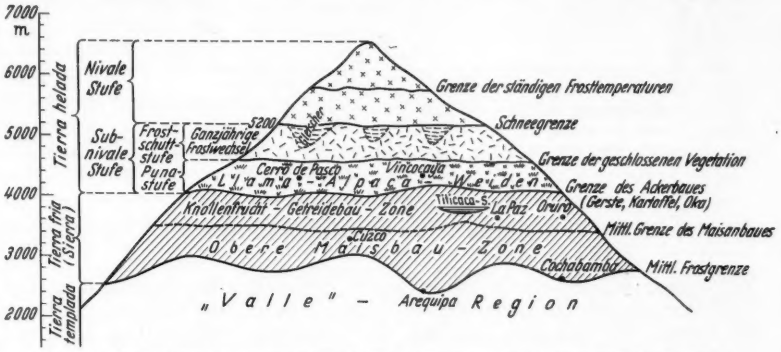


Fig. 10. Klimaökologische Höhenstufung in den Hochanden von Südperu und Nordbolivien (Puna-Anden)

durch besondere edaphische Faktoren ersetzt werden können. Man hat seit langem versucht, für die zugrundeliegenden klimaökologischen Bedingungen hygrothermische Indices ausfindig zu machen. Sie haben keine befriedigende Übereinstimmung mit den natürlichen Vegetationsgürteln ergeben, und zwar wohl deshalb, weil sie auf Jahreswerte begründet waren. Eine solche ergab sich aber, als man die Dauer der ariden und humiden Jahreszeiten zugrunde legte, was W. LAUER für das tropische Afrika und Südamerika im Vergleich vom Klimacharakter und Vegetationscharakter durchführte [*4*]. Seine Isohygromenenkarten[1])

[1]) Aus griech. ἴσος = gleich, ὑγρός = feucht, humid und ὁ μήν = Monat. Isohygromenen sind also Linien gleicher Zahl humider Monate.

bringen die Zahl der ariden und humiden Monate, berechnet aus dem Verhältnis der monatlichen Niederschläge und der Monatsmitteltemperaturen, zur Darstellung. Es ist ein großer Fortschritt etwa gegenüber der Darstellung der Tropenvegetation in Schimper-Fabers „Pflanzengeographie auf physiologischer Grundlage", daß man nun klar erkennt, daß es einen „Caatinga-Typ" nicht nur in Ostbrasilien und im Gran Chaco, sondern bei entsprechendem Klima auch in Afrika gibt, daß die Miombo-Wälder Ostafrikas ihr Gegenstück in den Piptadenia-, Tipuana- oder Machaerium-Wäldern Südamerikas haben und daß die Formation des Campo cerrado, die riesige Gebiete im Inneren von Brasilien einnimmt, mit ganz entsprechenden Lebensformen auch in Ostafrika und im Sudan vorkommt.

Für die immerfeuchten Tropengebirge verwendet man für allgemeine Betrachtungen über Klima, Pflanzenwelt, Bevölkerung und Wirtschaft zweckmäßigerweise die in Latein-Amerika gebräuchlichen Begriffe Tierra caliente, T. templada, T. fria und T. helada, deren Grenzen natürlich nur Übergänge darstellen und die je nach Massenerhebung und Klimacharakter in verschiedener Meereshöhe anzusetzen sind. Ein Vergleich solcher Höhenprofile in verschiedenen Teilen des Tropengürtels [5a] zeigt bemerkenswerte Übereinstimmung, auch in bezug auf die Lebensformen (Fig. 11). Der tropische Bergwald der mittleren Höhenstufe des immerfeuchten Tropenwaldes (Lower Montane Forest, Medio Yungas, Stufe des Kaffeebaues und der Cinchona) ist noch völlig frostfrei. Es ist die „Region des angenehmen Mittelklimas oder die Region der Fieberrinde (Cinchona)", wie sich A. v. Humboldt ausdrückte. Sehr bezeichnend, besonders in der oberen Hälfte und in feuchten Tälern, sind die Bestände von Baumfarnen, die sich am Rande der Tropen (Ostaustralien, Formosa, Südbrasilien, Natal usw.) zum Meeresspiegel herabsenken. In den meisten feuchten Tropengebirgen stellen sich im Bergwald, zum Teil auch noch in höherer Lage Gürtel von Bambuswäldern (Ostafrika), die auch Grasbränden unterliegen, oder ein dichter Unterwuchs von Bambusgewächsen (Anden) ein. Baumfarn- und Bambusbestände leiten über in die obere tropische Waldstufe, die Höhen- und Nebelwälder (Upper Montane Forest, Cloud Forest, Ceja-Wald), die oberste Stufe der geschlossenen und dichten Waldbestände, die durch die hohe Luftfeuchtigkeit des Kondensations-

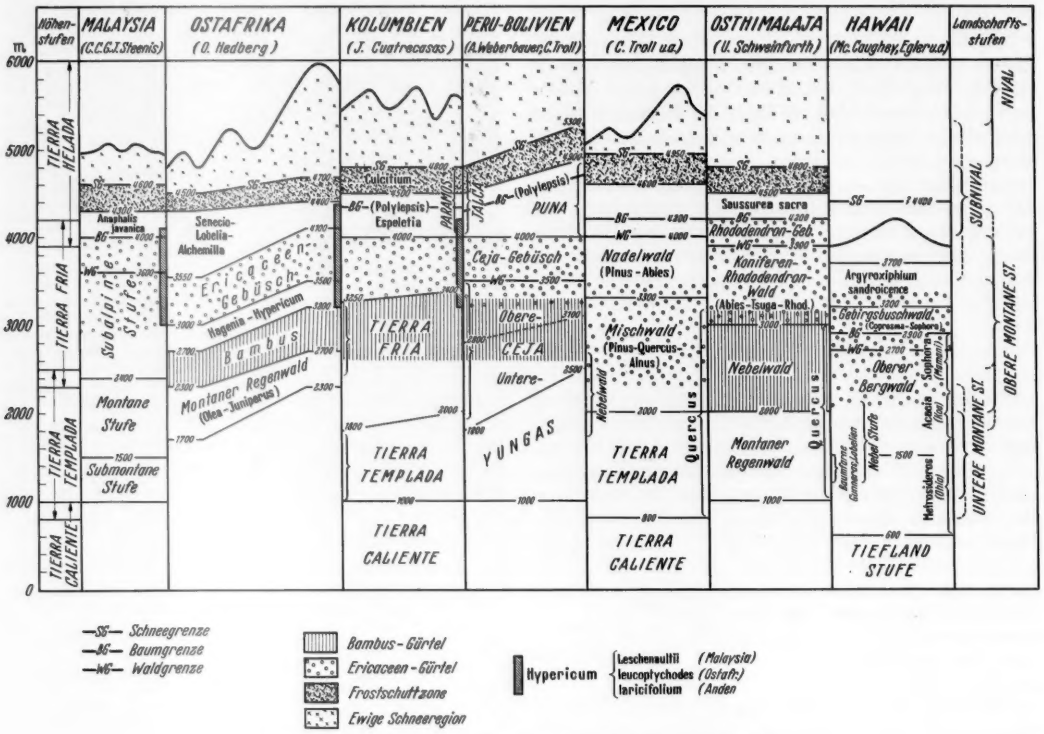


Fig. 11. Die Höhenstufen tropischer Gebirge in vergleichender Sicht

III. Die klimatischen Höhenstufen der feuchten Tropen

Das Bild, das A. v. Humboldt für die senkrechte Abstufung der Vegetation in den Tropen entworfen hat, bezieht sich lediglich auf die immerfeuchten Tropengebirge, also in Amerika auf die Kordilleren zwischen Nord-Peru und Costa Rica, in Afrika auf die Hochgebirge Ost- und Äquatorial-Afrikas und Süd-Äthiopiens und auf die Inseln Australasiens von Indonesien bis Neuguinea. Die Veränderungen, die sich durch die Periodizität des Niederschlags für die trockeneren Tropengebirge ergeben, mußte er außer Betracht lassen, da er als Reisender mit häufigem Ortswechsel selbst keine Niederschlagswerte bestimmen konnte und Stationsmessungen noch nicht zur Verfügung standen.

und Wolkengürtels wenigstens in den Tagesstunden, oft aber auch Tag und Nacht in Nebel gehüllt sind. Daher rührt der ungeheure Reichtum an Epiphyten aller Art (Moose, Flechten, Farne, Orchideen, Bromeliaceen usw.), die Stämme und Äste überziehen. Die von den Zweigen herabhängenden Bartmoose, Bartflechten und Bart-Tillandsien (Usnea barbata der Alten Welt, Tillandsia usneoides der Neuen Welt) haben diesem Walde auch die Bezeichnung „Moss Forest" und „Elfin Forest" eingetragen. Auf seine obere Grenze beziehen sich die oben gemachten Angaben über das Verhalten der Höhengrenze des Waldes zur Geländegestaltung. Die charakteristische Baumform, gewölbte Schirmkronenbäume mit sehr dichter, aber nur peripherer Belaubung, sind besonders am oberen Rand des Nebelwaldes gegen das Höhengrasland ausgeprägt (Fig. 12). Bemerkenswert ist, daß in allen Erdteilen im Höhen- und Nebelwald Ericaceen eine große Rolle spielen, vielfach derart, daß dieselben Arten im Wald baumförmig und weiter aufwärts strauchförmig gedeihen (Strauchparamo). Schon A. v. HUMBOLDT hatte den Befariengürtel („Andenrosen") der Anden ausgeschieden, in dem aber auch andere Ericaceen vorkommen (Vaccinium, Pernettya, Gaultheria, Gaylussacia, Cavendishia, Thibaudia, Andromeda). In Ostafrika sind es vor allem Erica arborea sowie Philippia- und Blaeria-Arten (Ericaceen-Gürtel von O. HEDBERG), im tropischen Asien und Neuguinea Rhododendron, Vaccinium, Gaultheria und Thibaudia, in Mexiko Arbutus und Andromeda. Auch andere Verwandtschaftskreise bevorzugen mit holzigen, diesen Bedingungen angepaßten Lebensformen die Grenzzone zwischen Höhenwald und Höhengrasland, so z. B. die baum- bis strauchförmigen Lobeliaceen (Lobelia, Siphocampylos) der Kordilleren, Ostafrikas, Südindiens Malaysias und Hawaiis oder die immergrünen holzigen Hypericum-Arten.

Die am höchsten steigenden Bäume der Erde finden sich nicht in den feuchten Tropengebirgen, sondern in den recht trockenen Randtropen von Westbolivien und Nordchile. Sie steigen dort sicher bis 4900 m, vielleicht bis 5000 m auf und sind gebildet von Polylepis tomentella, einer hartblätterigen Rosacee der Gruppe der Sanguisorbinen, also Verwandten unserer Sanguisorba officinalis. Die Gattung Polylepis umfaßt zahlreiche, aber durchweg auf die tropischen und subtropischen Gebirge Amerikas von Venezuela bis Argentinien beschränkte Arten, ist also eine andinmontane Gattung. Die Bäume sind mit Vorliebe bestandbildend, wachsen nur selten innerhalb des Nebelwaldes, häufiger schon als eigener Gürtel an seinen Rändern und mit Vorliebe in offenen Gehölzen, weit über die Grenze des geschlossenen Waldes vorgeschoben, an Talhängen oder auf Blockfluren. Sehr merkwürdig ist es, daß es auch zu dieser physiognomisch, arealkundlich und ökologisch so scharf ausgeprägten neuweltlichen Gattung Parallelen in Afrika gibt. In den Gebirgen des östlichen Südafrikas gedeiht, ebenfalls in lockeren Gehölzen über der Grenze des geschlossenen gemischten Feuchtwaldes, eine andere Gattung derselben Gruppe der Sanguisorbinen, die monotypische Leucosidea sericea, die größte Ähnlichkeit mit Polylepis aufweist. Und an der oberen Grenze des Waldes in Ostafrika und Südäthiopien trifft man neben den Wäldern von Erica arborea und den Beständen von Hypericum leucoptychodes auch Gehölze von Hagenia abessinica, einer anderen monotypischen Sanguisorbine von ähnlichem Wuchs, ähnlicher Belaubung und Berindung [*3i*].

Den immerfeuchten Höhengürtel der Tropen im subnivalen Bereich haben die Lateinamerikaner mit dem spanischen Wort Paramo belegt. Ein Ausdruck, den man als Gattungsbegriff für Klima, Pflanzenwelt, Bodentyp und Landschaft bei völlig gleicher ökologischer Situation und außerordentlich ähnlichen Lebens- und Vegetationsformen auch auf die Hochgebirgsstufe der afrikanischen und australasiatischen Gebirge übertragen kann [*5b*]. Die Paramos sind dichte Bestände harter, büschelförmig wachsender Gräser („Pajonales" von Paja = Stroh), denen sehr eigentümliche Lebensformen beigemischt sind. Die wichtigsten sind: 1. Stammbildende Gewächse mit wolligen Blattschöpfen an den Stammenden (Espeletia in den Anden, Senecio und Lobelia in Ostafrika, Anaphalis in Indonesien); 2. rosettenförmige Pflanzen mit behaarten Blättern und wolligen kerzenförmigen Infloreszenzen (Lobelia in Ostafrika, Lupinus in den Anden, Saussurea im Osthimalaya, Fig. 13 und 14); 3. lorbeerblätterige Sträucher mit kleinen, harten und harzigen Blättern (Befaria, Gaultheria, Hypericum u. a.); 4. Schuppenblatt- und Rollblatt-Sträucher mit sehr dichter Beblätterung (Loricaria-Typus); 5. Wollblatt-Sträucher und -Kräuter (Helichrysum-Typus); 6. Polsterpflanzen (Azorella, Distichia, Plantago, Aciachne, Oreobolus u. a.); 7. dem Boden angepreßte Rosettenkräuter mit dicken Rübenwurzeln (Werneria, Nototriche u. a.); 8. Teppichhalbsträucher (Acaena-Typus). Alle diese Lebensformen (Fig. 15) sind sichtlich den Extrembedingungen des Paramo-Klimas epharmonisch angepaßt, jede auf ihre Art. Darauf deutet auch hier wieder die Ähnlichkeit der Lebensformen verschiedenster Familien unter den gleichen Umweltbedingungen in der Alten und Neuen Welt. Schon K. v. GOEBEL (1891) machte sich Gedanken darüber, wie der xeromorphe Charakter der Paramo-Pflanzen unter dem an sich ständig feuchten Klima erklärt werden könne. Er vermutete, daß die niederen Boden- und Wassertemperaturen verantwortlich seien. Wir müssen heute das Problem schärfer präzisieren und die Frage stellen: Welchen besonderen klimaökologischen Bedingungen sind gerade die äquatorialen Hochgebirgsregionen unterworfen? Es müssen ther-

Fig. 12. Der tropische Höhen- und Nebelwald im Übergang zum Höhengrasland. Hochfläche Lukwangule des Uluguru-Gebirges (Tanganyika) in 2600 m. Die Bäume an der Waldgrenze bilden fast ausnahmslos eine einzige Lebensform: Immergrüne Kugelschirmbäume, unter deren dichten Kronen die Äste mit Epiphyten, besonders Bartflechten (Usnea) behangen sind (phot. C. TROLL, 1934)

mische Bedingungen entscheidend sein. Eine Beurteilung der Temperaturverhältnisse ist für die Hochanden

Fig. 13. Paramo-Vegetation vom Mt. Kenya (Ostafrika) in 4100 m. Büschelgrasflur mit Alchemilla-Sträuchern, Wollkerzen-Rosettenpflanzen (Lobelia Telekii und im Hintergrund Stamm-Schopfblatt-Gewächse (Senecio keniodendron) (phot. C. Troll, 1934)

Fig. 14. Paramo-Vegetation von Ecuador (4800 m am Hang des Chimborazo). Wollkerzen-Rosettenpflanzen von Lupinus alopecuroides (phot. H. Weber)

von Ecuador auf Grund von Messungen möglich, die R. Espinosa (1932) für verschiedene Höhenstufen zwischen 3600 und 4720 m mitgeteilt hat. Da die Temperaturen unter dem Äquator nur ganz unmerkliche jahreszeitliche Unterschiede aufweisen (in Quito bei 2850 m nach einer langjährigen Reihe im Mittel der Monate nur 0,8° C), können wir dafür auch Messungen von wenigen Monaten Dauer heranziehen. In der folgenden Tabelle sind die absoluten Maxima und Minima sowie die maximalen bzw. minimalen Tagesamplituden der Temperatur mitgeteilt:

Station	Meereshöhe m	Beobachtungszeit	Absolutes Maximum °C	Absolutes Minimum °C	Tagesschwankungen (°C) max	min
Cotopaxi . .	3600	15 Monate	17,3	−1,5	14,9	2,2
Cruz Loma .	3950	6 Monate	14,0	+1,5	10,2	3,6
Gomessiat I .	4450	5 Monate	12,7	−1,8	9,2	1,1
Gomessiat II	4720	4 Monate	3,5	−2,0	4,3	0,6

Bei jahreszeitlicher Isothermie nehmen also auch die Tagesschwankungen, die in Quito noch recht erheblich waren, innerhalb der Paramostufe nach aufwärts stark ab. Sie betrugen in 4720 m, also ganz nahe der Schneegrenze, nur noch zwischen 4,3 und 0,6° C. Praktisch herrscht also in dieser obersten Stufe auch tageszeitlich nahezu Isothermie. In 4 Monaten schwankte die Temperatur nur zwischen +3,5 und −2,0° C. Die Pflanzen der oberen Paramostufe müssen jahraus jahrein Temperaturen nahe dem Gefrierpunkt ertragen. Die Zahl der Frostwechsel muß noch

Fig. 15. Die charakteristischen Lebensformen des Paramo. 1. Büschelgras (Tussock- oder Ichu-Typ); 2. Stammbildende Wollschopfpflanzen (Espeletia-Typ); 3. Wollkerzen-Rosettenpflanzen (Baumlobelientyp); 4. Immergrüne Schuppenblatt- und Rollblattsträucher (Loricaria-Typ), 5. Lorbeerblätterige Sträucher (Befaria-Typ); 6. Wollblattsträucher (Helichrysum-Typ); 7. Polsterpflanzen (Azorella-Typ); 8. Rosetten-Rübenkräuter (Werneria-Typ); 9. Teppichhalbsträucher (Acaena-Typ)

nicht extrem hoch sein, Zahlenwerte dafür besitzen wir noch nicht. Aber die Pflanzen haben weder eine frostfreie Jahreszeit noch erheblich über den Gefrierpunkt ansteigende Tagestemperaturen. In diesem geringen Spielraum muß Keimung, Wachstum, Blühen und Fruchten stattfinden. Die große Feuchtigkeit ist dabei nur indirekt von Bedeutung, indem sie für die geringen Temperaturschwankungen mit verantwortlich sind. Die photosynthetische Inaktivität bei niederen Temperaturen ist bekannt. Das sehr langsame Wachstum ist beobachtet an Pflanzen von Anaphalis javanica am Pangerango-Vulkan in Java bei 3000 m an der Grenze von Nebelwald und Paramo (Docters van Leeuwen, 1933). Dort waren Sämlinge dieser Pflanze in 13 Jahren nur auf 20 cm Höhe herangewachsen. Die Verkürzung der Internodien und die dadurch bedingte dichte Blattfolge, die allen genannten Lebensformen eigen sind, können dadurch ohne weiteres verstanden werden: Polsterpflanzen, Wollschopfpflanzen, Schuppenblattsträucher, Rüben-Rosettenpflanzen, Büschelgräser. Es wäre natürlich höchst erwünscht, eine volle instrumentelle Beobachtung der ökologischen Bedingungen und der physiologischen Vorgänge unter solch extremen Bedingungen für längere Zeit durchzuführen. Bei der klimatischen

Isothermie würden im Paramo schon Messungen von wenigen Monaten Dauer sichere Auskünfte geben.

IV. Die hygrischen Zonen der tropischen Gebirge

Die tropischen Anden Südamerikas bieten die einmalige Gelegenheit, tropische Gebirgsklimate ganz verschiedener Feuchtigkeitsgrade in allen Höhenstufen bis zum ewigen Schnee kennenzulernen. Wenn wir die hochandine Stufe, also den Bereich zwischen der Waldgrenze und der Schneegrenze ins Auge fassen, können wir eine ähnliche Zonierung der Klimate nach den hygrischen Verhältnissen vornehmen wie im Tiefland zwischen dem äquatorialen Regenwald und der randtropischen Wüste. Die ständig feuchten Paramos nehmen die ganze Breite der Anden vom Karibischen Meer bis Ecuador ein. In Peru machen sie — und zwar zunächst nur im westlichen trockeneren Teil der peruanischen Anden — wechselfeuchten Hochgebirgslandschaften Platz, für die der Lateinamerikaner das indianische Wort Puna in seinen Sprachgebrauch übernommen hat. Die höheren Teile dieser rauhen Hochanden belegt er mit dem Namen der Puna brava (= böse Puna). Entsprechend dem Gegensatz der vom passatischen Steigungsregen ständig beregneten Ostflanken und den zur Küstenwüste abfallenden westlichen Hängen der Anden ziehen sich von Nordwesten nach Südosten Zonen abnehmender Feuchtigkeit, verkürzter Regenzeiten und immer längerer Trockenzeiten diagonal über das Gebirge. Ich habe diese Zonen in Anlehnung an die entsprechenden Landschaftsgürtel des tropischen Tieflandes als feuchte Puna, Trockenpuna, Dorn- und Sukkulenten-Puna und Wüsten-Puna bezeichnet. Auf ihre vegetationskundliche und bodenkundliche Charakterisierung muß hier verzichtet werden. Es sei nur erwähnt, daß die geschlossene, aber jahreszeitlich abtrocknende Büschelgrasdecke der feuchten Puna ähnlich wie in der Feuchtsavanne einen regelmäßigen Grasbrand in der Trockenzeit ermöglicht, daß auch in der Dorn- und Sukkulentensavanne, wie der Name sagt, entsprechend xeromorphe Gewächse mit Wasserspeicherung und Reduktion der transpirierenden Oberflächen die Oberhand gewinnen. Mit der zunehmenden Trockenheit der Puna verändern sich auch die thermischen Verhältnisse gegenüber den Paramos. Die Jahresschwankungen der Temperatur nehmen gegen den Rand der Tropen hin wie im Tiefland von 9 bis 11° C zu. Die Tagesschwankungen aber nehmen bei der immer geringeren Vegetationsbedeckung die höchsten bekannten Werte an, ganz besonders bei Plateau- und Beckenlage. La Quiaca an der Eisenbahn Tucuman—La Paz an der Staatsgrenze Argentiniens bei 22° 10′ S in 3458 m (Plateaulage) verzeichnet als mittlere Jahresschwankung 9,6° C, als absolutes Maximum 30,7° C, als absolutes Minimum —18,0° C, also eine absolute Temperaturschwankung von 48,7° C. Für Vincocaya in der Trockenpuna Südperus in 4380 m Höhe lauten die Werte: 7,1° C Jahresschwankung, 19,8° C absolutes Maximum, —22,0° C absolutes Minimum, 41,0° absolute Tagesschwankung.

Zu der Unterbrechung des Wachstums in der trockenen Jahreszeit kommt gegenüber dem Paramoklima als wichtigstes klimaökologisches Merkmal die Unterbrechung des Wachstums durch eine starke nächtliche Gefrornis in allen Jahreszeiten. Vincocaya hat bei sehr starken Tagesschwankungen der Temperatur an 321 Tagen des Jahres Nachtfrost (dies für die Lufttemperatur, die Bodentemperatur entsprechend mehr), und über 4700 m Höhe herrschen das ganze Jahr über schon in der Lufttemperatur Nachtfröste, bei der Möglichkeit einer starken mittäglichen Erhitzung der Luft und besonders der Bodenoberfläche. Die Lebensformen der Punagewächse zeigen wieder etwas andere Anpassung als die der Paramos. Die Polsterpflanzen und die Rosetten-Rübenpflanzen gewinnen eine noch größere Bedeutung (Fig. 16). Auch Kakteen können Polsterwuchs annehmen, wie Opuntia lagopus, das Stammsukkulenz, Bedornung, wollige Behaarung und Polsterwuchs in sich vereinigt. Auch die Moore der Puna-Anden sind ausgesprochene Hartpolstermoore (Distichia-Moore). Die Leder- und Schuppenblatt-Pflanzen („Tola-Sträucher" der Gattungen Baccharis, Lepidophyllum und Loricaria) sind

Fig. 16. Polsterpflanzenflur der Puna Boliviens (Chacaltaya-Massiv bei 4200 m). Hangmoor, gebildet von den Hartpolstern von Distichia muscoides (phot. C. TROLL, 1926)

in ihren Zweigen und Blättern außerordentlich harzreich und aromatisch. Ihr Duft erfüllt die trockene strahlungsreiche und elektrisch gespannte Atmosphäre. Der Harzgehalt erlaubt es, sie schon in lebendem Zustand als Brennmaterial zu benutzen. Lepidophyllum quadrangulare bildet ebenso wie das Hartbüschelgras Festuca orthophylla riesige Reinbestände auf den Lockerböden der ariden Punazone von Südwest-Peru bis Nordwest-Argentinien (Tola-Zone A. WEBERBAUERs). In Flußbetten der Puna de Atacama mit Grundwasserspeisung können sich infolge der starken nächtlichen Gefrornis in einer Nacht so starke Eisdecken bilden, daß die Mittagsstunden mit ihrer starken Erhitzung des Bodens und der unteren Luftschichten tageszeitliche Hochwasser bringen. Die Beckensohlen der Wüsten-Puna sind von riesigen Salzpfannen (Salaren) eingenommen.

Stellen wir die aus der Anordnung der Klima- und Vegetationszonen und -stufen der Tropen gewonnenen Ergebnisse schematisch in Tabellenform zusammen, so erhalten wir die in Tabelle 2 gegebene dreidimensionale Gliederung der Vegetationsgürtel der Tropengebirge. Dieses Bild ist aus mehreren Gründen schematisch. Durch den Einfluß der orographischen Gestaltung der Gebirge (Regenexposition, Strahlungsexposition, tageszeitliche Ausgleichswinde, Tal- und Hangwinde) erfährt die wirkliche Anordnung der Vegetation eine beträchtliche Komplizierung, die ich an anderer Stelle analysiert habe [*5a, c*]. Dazu kommt, daß in den randtropischen Breiten auch in den Bereichen gleicher Humidität Veränderungen des Klima-

und Vegetationscharakters eintreten. So z. B. geht der Regenwald der Tierra caliente am Ostabhang der Anden von etwa 17° s. Br. an in einen randtropischen Waldtypus (Forêt Tucumano-bolivienne nach L. HAUMAN) über, und in der Bergwaldstufe treten besondere Waldtypen mit Eugenia-Arten, der Andenerle Alnus jorullensis und dem Nadelbaum Podocarpus Parlatorei auf, die nach oben durch einen Gürtel von Polylepiswald abgeschlossen werden. Auch die Araucaria-Podocarpus-Wälder Südbrasiliens, die den inneren Tropen fehlen, stellen eine solche randtropisch-subtropische Fazies des Bergwaldes dar.

Tabelle 2. *Horizontale und vertikale Anordnung der Vegetationsgürtel in den tropischen Anden* (nach W. LAUER und C. TROLL)

Tierra helada	Paramo	Feuchte Puna (Gras-Puna)	Trocken-Puna	Dorn-Sukkulenten-Puna	Wüsten- oder Salz-Puna	
Tierra fria	Tropischer Höhen- und Nebelwald und Höhenbusch	Tropischer Feucht-Sierra-Höhenbusch	Tropischer Trocken-Sierra-Höhenbusch	Tropischer Dorn-Sukkulenten-Sierra-Höhenbusch	Tropische Höhen-Halbwüste	Tropische Höhen-Wüste
					Wüsten-Sierra	
Tierra templada	Tropischer Bergwald	Tropische Berg-Feucht-Savannen	Tropisch-montane Trocken-Savannen	Tropisch-montane Dorn-Sukkulenten-Gehölze	Tropisch-montane Halbwüste	Tropisch-montane Wüste
			(Valle-Gehölze)		Wüsten-Valle	
Tierra caliente	Tropischer immergrüner Tieflands-Regenwald und halbimmergrüner Übergangswald	Tropischer Feucht-Savannen-Gürtel (Wald und Grasland)	Tropischer Trocken-Savannen-Gürtel (Wald und Grasland)	Tropischer Dorn-Sukkulenten-Savannen-Gürtel (Wald und Grasland)	Tropische Wüsten-Savanne (Halbwüste)	Tropische Vollwüste

12 11 10 9 8 7 6 5 4 3 2 1 0

Zahl der humiden Monate

Fig. 17. Polsterpflanzenflur von den Kerguelen-Inseln (Subantarktis). Ein großer Teil des Geländes ist von den Hartpolstern von Azorella Selago überzogen (nach E. WERTH, Deutsche Südpolar-Expedition 1901/03)

V. Die Asymmetrie im dreidimensionalen Vegetationsaufbau der beiden Halbkugeln

A. v. HUMBOLDTs eingangs zitierte Feststellung, daß keine Zone der Alpenvegetation in den gemäßigten oder kalten Erdstrichen sich mit der der Paramos in der tropischen Andenkette vergleichen läßt, war bei seiner damaligen Kenntnis des Pflanzenkleides der Erde voll berechtigt, bedarf aber auf Grund unserer heutigen Kenntnis einer starken Korrektur.

Ich konnte 1947 zeigen, daß in der dreidimensionalen Anordnung der Klima-, Vegetations- und Landschaftszonen der Erde eine deutliche Asymmetrie besteht, insofern als wohl zwischen den tropischen Gebirgen mit ihrem Mangel an thermischen Jahreszeiten und den winterkalten Klimaten der Nordhalbkugel der allergrößte Gegensatz, dagegen zwischen den tropischen Gebirgen und den hochozeanischen Zonen der Subantarktis eine auffallende klimatische, ökologische, ja auch floristische Ähnlichkeit vorhanden ist [*3e*] (Fig. 16 und 17).

Das geht auf die verschiedene Land- und Wasserverteilung in den außertropischen Breiten zurück. Auf der Nordhalbkugel haben wir den größten Anteil der Festländer in einer Breite von 60°. Sie nehmen nach Süden bis zum Rand der Tropen ab und machen bei etwa 70° dem nördlichen Polarmeer Platz. In diesen Breiten haben wir die winterkalten, borealen Klimate, die im kontinentalsten Bereich eine Jahresschwankung der Temperatur von 65° aufweisen (Nordostsibirien). In der gleichen Breite dehnt sich auf der Südhalbkugel der große Wasserring, in dessen Bereich in Feuerland, in Südneuseeland und auf den ozeanischen Inseln die größte Ozeanität der Erde herrscht (auf den Macquarie-Inseln Jahresschwankung der Temperatur von nur 3,5° C). Die Wälder des kaltgemäßigten Eurasiens und Nordamerikas (Nadelwälder, sommergrüne Laub- und Mischwälder) haben im tropischen Höhenprofil ebensowenig ein Gegenstück wie die Tundra mit ihrer Winterkälte und Dauergefrornis des Bodens. Die nordischen Vegetationszonen der Nadel- und Fallaubwälder ziehen sich südwärts in die Gebirgshöhen zurück und reichen zwischen 3000 und 4000 m in Mexiko und Hinterindien noch ein Stück weit über den Wendekreis — sich dabei über die tropischen Wälder niedriger Höhenstufen schiebend —, finden dann aber ihre südliche Begrenzung (Fig. 18). Umgekehrt zeigen die tropischen Höhenwälder der Tierra fria die allergrößte Verwandtschaft mit den subantarktischen Regenwäldern Patagoniens und Feuerlands auf der einen, Neuseelands auf der anderen Seite. Das gleiche gilt für die Paramos und Punas der tropischen Hochgebirge und die feuchten oder steppenartigen Grasländer der Subantarktis jenseits und oberhalb der dortigen Regenwälder (Tussock-Grasland von Feuerland, Falkland, Südgeorgien, Kerguelen, Macquarie, Neuseeland usw.). In dem ausgeglichenen, ewig kühlen Klima dieser Grasländer mit ihren Wiesen, Heiden, Mooren, Steinfluren und Steppen gedeihen ganz ähnliche Lebensformen wie im tropischen Hochgebirge (Büschelgräser, Hartpolster, Wollblattkräuter, Spaliersträucher usw.). Viele hierher gehörige subantarktische Pflanzengattungen, zum Teil sogar die gleichen Arten haben sich auch in die tropischen Gebirge der Anden, der pazifischen Inseln und Australasiens ausbreiten können, wie Azorella, Acaena, Colobanthus, Lycopodium Saururus, Oreobo-

lus, Donatia, Astelia, Gaimardia, Abrotanella, Aretiastrum, Lomaria. Neben diesen subantarktisch-tropisch-montanen Gewächsen gibt es andere aus verschiedenen Gattungen, die sich aber als konvergente Lebensformen vergleichen lassen, wie die Tussockgräser der Subantarktis und die Ichugräser der Anden, die Wollkräuter von Pleurophyllum und Culcitium, die wolligen Polster von Raoulia, Haastia und Pycnophyllum, die Blattpflanzen Stilbocarpa und Gunnera u. a. Die tropischen Hochgebirge und die Subantarktis haben auch einen besonderen, aus torfbildenden Hartpolstern bestehenden Moortypus entwickelt, die Distichia-Moore der Hochanden, die Oreobolus-Donatia-Moore Westpatagoniens, Neuseelands und der Hawaiischen Inseln.

Auch für die Lebensformen und die Flora der subantarktischen Regenwälder und der kühlen Nebelwälder der Tropen gelten diese Beziehungen. Die Baumgattungen Podocarpus, Weinmannia, Libocedrus, Dacrydium, Metrosideros, Nothofagus, Desfontainea, Embothrium, Drimys, Leptospermum, Schefflera, die Baumfarne (Cyatheaceen), die Bambusen der Gattung Chusquea, die Sträucher von Fuchsia, Gaultheria und Leucopogon, die großblätterigen Stauden von Gunnera und die zarten Hautfarne (Hymenophyllaceen) stellen, zum Teil mit Artidentität, solche subantarktisch-tropisch-montanen Vertreter.

Die floristische Verwandtschaft der patagonischen und neuseeländischen Flora (z. B. Nothofagus) ist altbekannt, aber erst neuerdings haben holländische Botaniker auch die Existenz zahlreicher Nothofagus-Arten in den Gebirgswäldern von Neuguinea festgestellt. Die Nordgrenze dieser antarktischen Holzarten liegt zum Teil erst am Nordrand der Tropen in Mexiko, Hawaii, Neuguinea, Borneo, Hinterindien, ja sogar im Osthimalaya und in Südjapan (Podocarpus) (Fig. 19).

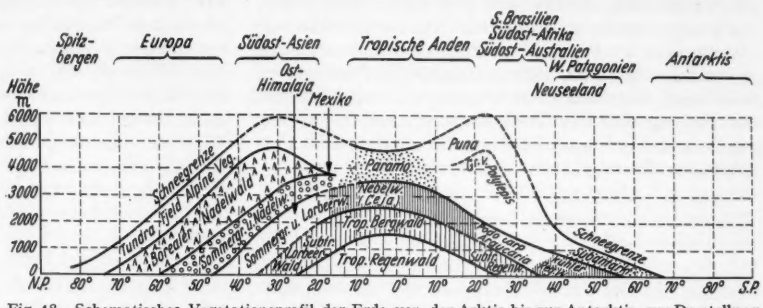


Fig. 18. Schematisches Vegetationsprofil der Erde von der Arktis bis zur Antarktis, zur Darstellung des asymmetrischen Vegetationsaufbaues der Nord- und Südhalbkugel. Die borealen Formationen steigen südwärts in die Gebirge an und erreichen ihre äquatoriale Grenze am Rande der Tropen. Dagegen zeigen die südhemisphärischen Formationen eine große Ähnlichkeit mit den Höhenstufen der Tropen: der tropische Bergwald mit dem subtropischen Regenwald, der tropische Höhen- und Nebelwald mit dem kühlgemäßigten Regenwald, die Paramos mit dem subantarktischen Tussockgrasgürtel. Es sind nur die immerfeuchten Klimate berücksichtigt, außer für die Schneegrenze und die Punaregion (gestrichelt bzw. eingeklammert). Verwandte Vegetationen der tropischen Höhen und der höheren Breiten sind durch gleiche Signaturen gekennzeichnet. 118 × 51 mm

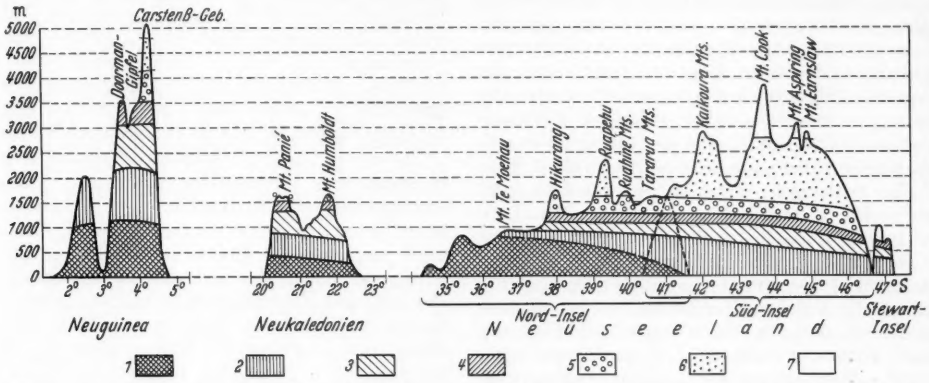


Fig. 19. Vegetationsprofil von Neuseeland über Neukaledonien nach Neuguinea. Die sich entsprechenden Gürtel sind: I. In Neuseeland (nach G. EI. DU RIETZ): 1. Tropisch-subtropischer Regenwald mit Palmen (Rhopalostylis), Beilschmiedia tawa, Cordyline; im Norden der Nordinsel auch mit Agathis australis (Kauri) und Beilschmiedia taraire; — 2. kühltemperierter Regenwald mit Nothofagus, Weinmannia racemosa (Kamahi), Podocarpus, im hochozeanischen Westen auch Metrosideros lucida (Ratta); — 3. kühltemperierter Bergwald mit Nothofagus, Weinmannia und Libocedrus; — 4. Coniferenhöhenwald mit Libocedrus Bidwillii, Dacrydium biforme, Podocarpus und Nothofagus; — 5. und 6. Tussockgrasland mit Polsterpflanzen (Raoulia, Haastia), und zwar 5. Tall Tussock von Danthonia Raoulii, 5. Short Tussock mit Danthonia crassiuscula; — 7. nivale Stufe. II. Neukaledonien (nach A. U. DÄNIKER und M. G. BAUMANN-Bodenheim): 1. Tropische Tieflandstufe mit Palmen, Beilschmiedia, Agathis; — 2. unterer Bergwald mit Nothofagus, Podocarpus, Araucaria, Agathis; — 3. oberer nebelreicher Bergwald mit Nothofagus, Weinmannia, Schefflera, Neocallitropis, Baumfarnen; — 4. Coniferen-Höhenwald mit Araucaria, Dacrydium, Podocarpus, Callitris; — 5. Gebüschgürtel mit Dracophyllum, Leucopogon, Astelia. III. Neuguinea (nach H. J. LAM und C. G. G. J. VAN STEENIS): 1. Tropischer Regenwald; — 2. unterer Bergwald mit Weinmannia, Nothofagus, Metrosideros, Agathis, Araucaria, Quercus, Lithocarpus, Castanopsis; — 3. oberer Bergwald mit Nothofagus, Podocarpus, Phyllocladus, Rhododendron; — 4. Coniferen-Höhenwald mit Libocedrus papuana, Dacrydium elatum, Phyllocladus, Podocarpus, Schefflera; — 5. Krüppelbusch mit Rhododendron, Schefflera, Rapanea, Vaccinium, Olearia, Coprosma, Drimys; — 6. Tussock-Grasland (Danthonia, Deschampsia) mit Polsterpflanzen (Oreobolus, Oreomyrrhis), Sträuchern (Coprosma, Astelia, Drimys, Ericaceen) und Sphagnum; — 7. nivale Stufe

Die Lebensformen der die antarktische Waldgrenze bildenden Holzarten sind von denen der arktischen und alpinen Baumgrenzen der Nordhalbkugel grundverschieden. Es sind immergrüne Bäume, meist mit harten, breiten, daneben auch nadelförmigen, zusammengerollten oder wolligen Blättern, die dicht be-

laubte, kugelförmige Schirmkronen bilden, wie die Bäume an der oberen Grenze der tropischen Nebelwälder: die Myrtacee Metrosideros lucida im neuseeländischen Sektor, die Rhamnacee Phylica nitida auf den Inseln des Atlantischen und Indischen Ozeans, Nothofaguswälder in Feuerland. Nur die kontinentale Baumgrenze in Patagonien wird von laubwerfenden Nothofagus gebildet. Die antarktische Baumgrenze weist auch darin eine bemerkenswerte Ähnlichkeit mit der Höhengrenze der Tropenwälder, aber einen ganz fundamentalen Unterschied zu den alpinen und antarktischen Baumgrenzen der Nordhalbkugel auf.

Aus der Ähnlichkeit der Lebensformen und dem Klimacharakter in so verschiedenen Teilen der Welt kann man auch gewisse Schlußfolgerungen auf die klimatischen Faktoren ziehen, die diese Waldgrenzen bestimmen. Die Sommertemperaturen, die sommerliche Vegetationsperiode, die winterliche Schneebedeckung sowie die Tiefe des sommerlichen Auftaubodens in den Gebieten ewiger Gefrornis der Tiefenbodenschichten der hochkontinentalen Gebiete — Faktoren, die auf der Nordhalbkugel eine so große Rolle für die Ökologie an den Grenzen der Wälder spielen — kommen weder in den Tropen noch in der Subantarktis in Frage. Schon die Tatsache, daß auch in der Periglazialzone der Subantarktis (nicht auf dem antarktischen Festland) nach allen bisher vorliegenden Beobachtungen nur Miniaturformen der Frostmusterböden vorkommen, deutet darauf hin, daß in der Thermik des Bodenklimas nur kurzperiodische Fröste von geringem Tiefgang eine Rolle spielen. Auf den Kerguelen-Inseln, weit jenseits der antarktischen Waldgrenze, und wenige hundert Meter unter der Schneegrenze haben die ganzjährigen Messungen der Bodentemperaturen der Deutschen Antarktis-Expedition ergeben, daß an 235 Tagen des Jahres Frost auftritt, daß diese Fröste aber niemals tiefer als 5 cm in den Boden eindringen. Zwar ist dieses Klima nicht jahreszeitenlos, aber die Jahresamplitude der Temperatur beträgt dortselbst nur 6,5° C. Nur ein Monat ist frei von Frost, aber die Bodenoberfläche zeigt auch im wärmsten Monat Frosttemperatur. Das sind Bedingungen, die auf der Nordhalbkugel nirgends, am nächsten noch auf den Faeroer-Inseln und an der Südküste Islands vorkommen. Unter diesen hochozeanischen Bedingungen mit niederen Sommertemperaturen und der Möglichkeit des Frostes in allen Monaten des Jahres ist die antarktische Waldgrenze in relativ niederen Breiten gelegen, auf 40 bis 55° innerhalb der Subantarktis, auf etwa 55° im Inselbereich des nordatlantischen Ozeans.

In der Subantarktis folgen sogar an einer Stelle, im Sektor von Neuseeland, die polare Palmengrenze und die antarktische Waldgrenze in auffallend geringem Abstand aufeinander. Auf den Chatham-Inseln bei 43° s. Br. kommen noch Palmen der Gattung Rhopalostylis vor, auf der Steward-Insel bei 47° s. Br. gedeiht noch üppiger immergrüner Wald, sogar mit so anspruchsvollen Gewächsen wie echten Baumfarnen, und zwar aus allen Gattungen der Familie der Cyatheaceen. Aber schon auf den Lord Auckland-Inseln bei 51° s. Br. wird die polare Grenze des Baumwuchses erreicht. Der Gürtel der kühltemperierten Wälder ist hier zu seiner geringsten Breite auf der Erde zusammengeschrumpft. Dies ist sicherlich die pflanzengeographische Auswirkung der extremen Ozeanität der Klimate in diesen um den Wasserpol der Erde gelegenen Meeres- und Inselräumen.

Ich hatte früher die Vermutung ausgesprochen, daß für die Grenze des Waldes die Häufigkeit der Frostwechsel ausschlaggebend sei. Sicherlich ist es, wie immer bei ökologischen Zusammenhängen, nicht ein einziger klimatischer Faktor, sondern ein Komplex von Faktoren, die in ihrer Gesamtheit den „Klimacharakter" (Brockmann-Jerosch [6]) ausmachen. Die kurze Aufeinanderfolge von üppigen immergrünen Wäldern mit tropenähnlichen Gewächsen bis zur baumfreien Subantarktis findet aber eine plausible Erklärung darin, daß in dem hochozeanischen Bereich auf der einen Seite frostfreies, warmgemäßigtes Klima weit polwärts reicht, daß aber andererseits weiter südlich, wenn einmal Frost überhaupt auftritt, sehr bald auch Frostwechsel in allen Monaten des Jahres möglich werden, was dem Baumwuchs überhaupt ein Ende setzt.

VI. Der Übergang der borealen Vegetationszonen in die Tropengebirge

1. Die Neue Welt. In den Hochländern Zentral- und Südmexikos, wo wir im Tiefland Kakaokulturen, Kokospalmenküsten und Mangobäume, in der Tierra templada Kaffeepflanzungen (maximal bis 2000 m) und darüber Nebelwälder, also das Landschaftsprofil der Tropen antreffen, breiten sich in Höhen über 2500 bis 3400 m Laub- und Mischwälder aus Eichen und Kiefern, darüber bis zur Waldgrenze bei 4000 m reine Nadelwälder aus Kiefern und Tannen aus [7*a*]. Elemente der borealen Flora sind also die Träger der Vegetation, und zwar in einem auffallenden Artenreichtum: 39 Pinus-Arten (von insgesamt etwa 100 überhaupt bekannten Arten) und weit über 200 Quercus-Arten sind in Mexiko beschrieben worden (Fig. 20).

Zu den genannten besonders artenreichen und bestandbildenden Baumgattungen kommen auch andere nordamerikanische Fallaubbäume (z. B. die Gattungen Acer, Fraxinus, Tilia, Carpinus, Celtis, Crataegus), dazu immergrüne Holzarten (Mahonia, Arbutus, Evonymus usw.), deren Areale in die Höhenwälder Mexikos und Zentralamerikas reichen. Dazu gehört auch eine Gruppe von tertiären Reliktpflanzen, deren Hauptareal im Osten der USA gelegen ist, die aber ein disjunktes Areal, auch in den Gebirgen Mexikos und Mittelamerikas haben, wie Liquidambar, Liriodendron, Magnolia, Taxodium, Carya, Nyssa, Ostrya, Platanus u. a. Diese nördlichen Gewächse treffen sich dort mit den Vorposten ausgesprochen südlicher antarktisch-tropischer-montaner Sippen, die von den Anden über die Gebirge Zentralamerikas bis nahe an den Nordrand der Tropen vorgedrungen sind. Dazu gehören z. B. Vertreter der Gattungen Podocarpus, Weinmannia, Fuchsia, Oreopanax, Gaultheria, Pernettya, Gunnera und Acaena. Die Areale der genannten borealen Holzarten reichen eindeutig in die Tropenzone, einige sogar bis Columbien nahe an den Äquator. Hierin liegt ein Problem, das schon A. v. Humboldt gesehen und mit den Worten angedeutet hat, daß in Mexiko „Boden, Klima und Pflanzenformen, ja die ganze Ansicht des Landes einen Charakter annehmen, welcher der gemäßigten Zone anzugehören scheint".

Die Frage lautet: Sind in den Höhenregionen Mexikos über den tropischen Klima- und Vegetationsstufen wirklich boreale, winterkalte Klimate vom Typ

der kaltgemäßigten Breiten der Nordhalbkugel entwickelt, etwa durch regelmäßige winterliche Kaltlufteinbrüche vom nordamerikanischen Festlandblock her? Dann wäre die Eigenart der dreidimensionalen Vegetationsverteilung klimatisch begründet. Oder aber: Sind die Höhenklimate Zentralmexikos doch der Breitenlage entsprechend wirkliche Tropenklimate? In diesem Falle hätten sich die borealen Florenelemente in die kalten Gebirgsregionen Mexikos und Mittelamerikas ausgebreitet und sich dabei in ihren ökologischen Ansprüchen den tropischen Höhenklimaten angepaßt. Die von Südamerika abweichende Vegetationsgliederung wäre dann florengenetisch durch die Einwanderungsmöglichkeiten begründet.

Die vegetationskundlichen und landschaftsökologischen Beobachtungen im Gelände und die zugehörigen klimatologischen Erhebungen haben die gestellte Frage im zweiten Sinn beantwortet. Das Klima der Stadt Mexiko in 2280 m Meereshöhe kann mit dem Klima von Arequipa in Südperu (in 2450 m Höhe bei etwas größerer Äquatornähe) und besonders mit dem von Cochabamba in Bolivien, das in den Niederschlagsverhältnissen ähnlicher ist, verglichen werden. Vor allem ist die Jahresschwankung der Temperatur an beiden Orten nahezu gleich (Cochabamba 6,0° C, Mexiko 6,4° C) entsprechend der Breitenlage. Der Unterschied der Vegetation kann jedenfalls klimaökologisch nicht erklärt werden. Auch das Klima von Desierto de los Leones in 3220 m im Nadelwaldgürtel über der Stadt Mexiko ist ein ausgesprochen tropisches Höhenklima. Für die Hochgebirgsregionen der schneetragenden Vulkanberge haben wir zwar keine laufenden meteorologischen Aufzeichnungen. Doch können wir Rückschlüsse auf das Klima aus seinen Wirkungen auf das Verhalten der Schneedecken ziehen. Wir haben unterhalb der Grenze des ewigen Schnees eine jahreszeitliche Schneedecke. Sie wird vor allem in den regenreichen Sommermonaten gebildet, zum Teil auch noch nach einer kurzen herbstlichen Pause im Frühwinter vermehrt, unterliegt aber dann in den Spätwintermonaten mit ihrer Trockenheit und Strahlung der Ablation, wobei sich in den Monaten Februar bis April regelmäßig Penitentes (Büsserschnee) bilden [7 b]. Alle Reisenden, die die Berge in diesen Monaten bestiegen, haben diese Schneeformen erwähnt, die Ersteiger aus den übrigen Jahreszeiten haben nichts davon berichtet. Das Verhalten der Schneedecke ist ein ausgesprochen tropisches und entspricht auf der Südhalbkugel den Verhältnissen auf den schneetragenden Vulkanen Südperus, Westboliviens und Nordchiles (El Misti, Sajama, Aucanquilcha). Aber die Flora der mexikanischen Hochregionen gehört ganz vorwiegend holarktischen und nearktischen Sippen an (Arenaria, Cerastium, Ranunculus, Draba, Potentilla, Valeriana, Gnaphalium, Trisetum usw.).

Zentralmexiko ist also in allen Höhenstufen Tropenland, die boreale Flora gedeiht hier unter den Bedingungen tropischer Gebirge.

Die Unterschiede im floristischen und vegetationskundlichen Bild am Nordrand und Südrand der neuweltlichen Tropen können also aus den heute wirkenden Umweltbedingungen nicht erklärt werden. Sie gehen, wie das ja auch von anderen Weltteilen bekannt ist (Australien), auf die Erdgeschichte und die Entwicklungsgeschichte der Pflanzenwelt zurück, wobei Ausbreitungsmöglichkeiten und die Möglichkeiten neuer Artbildung in der geologischen Vergangenheit in Betracht gezogen werden müssen. Schon die große Zahl von Arten der Gattungen Quercus und Pinus, zweier entwicklungsfähiger Sippen, in Mexiko deutet darauf hin, daß es sich nicht nur um eine Ausbreitung der borealen Flora in die Gebirge Mexikos und Mittelamerikas handelt, sondern daß es bei der Einwanderung dieser Sippen zu einer starken Artenbildung gekommen ist. Das junge Gebirgsland von Mexiko ist ja erst seit dem Tertiär Festland und Gebirge geworden und dies unter starker Beteiligung vulkanischer Ergüsse. Für die Besiedlung dieses Neulandes, namentlich der höheren Teile, wurde der breite Landzusammenhang mit dem nordamerikanischen Kontinent bedeutungsvoll. Das junge Land bot sowohl geographisch nach Meereshöhe und Niederschlagsverteilung eine ungewöhnliche Variationsbreite der ökologischen Bedingungen, vom tropisch heißen bis zum subnivalen, vom immerfeuchten bis zum wüstenhaften Klima, dazu die bunte Anordnung der Gesteine eines jungen Gebirgslandes. Es folgte im Quartär auch ein mehrfacher zeitlicher Wechsel der Klimate mit grundlegenden Veränderungen der Pflanzenverbreitung.

Schon in der Frühzeit der Entwicklungslehre der Organismen in Ergänzung und zum Teil in Antithese zur Selektionslehre CH. DARWINS hat MORITZ WAGNER mit seinem Migrationsgesetz (1868) und seiner Separationstheorie (1889) auf die unentbehrlichen erdgeschichtlichen Voraussetzungen der Phylogenese hingewiesen. In der freien Natur, in der ökologischen Auseinandersetzung der Organismen mit ihrer Umwelt hat sich die Artbildung vollzogen. „Die Natur züchtet nur periodisch neue Formen stets außerhalb des Wohngebietes der Stammart durch geographische Isolierung und Kolonienbildung, ohne welche bei allen höheren Tieren getrennten Geschlechts keine konstante Varietät oder neue Art entstehen kann." Im Falle Mexikos handelt es sich um einen sehr kompliziert aufgebauten Lebensraum, der sehr große Möglichkeiten für die Artbildung darbot.

2. Die Alte Welt. Die Verhältnisse in Mexiko und Zentralamerika fordern die Frage heraus, wie sich die außertropische Vegetationszonen zu denen der Tropengebirge in der Alten Welt verhalten. In der geographischen Breite von Mexiko dehnt sich dort vom Atlantischen Ozean durch das nördliche Afrika und Vorderasien der breite saharo-indische Trockengürtel aus. Er trennt die von winterlichen Niederschlägen beherrschten Gebiete warmgemäßigten-mediterranen Klimacharakters, die sich von der Iberischen Halbinsel und vom Maghreb bis zum Pamir und Hindukusch erstrecken, von den sommerlich beregneten Tropengebieten des Sudans, Äthiopiens, Südarabiens und Indiens. Der junge Faltengebirgsgürtel bleibt mit westöstlichem Gesamtverlauf auf der ganzen Strecke weit außerhalb der Tropen. Kein meridionales Gebirge stellt eine Querverbindung nach den Tropen her. Das Gebirgssystem des Atlas hat einen komplizierten dreidimensionalen Vegetationsaufbau, derart, daß die mediterranen Waldformationen (getragen von Arten der Gattungen Pinus, Cedrus, Juniperus, Cupressus, Abies, Quercus u. a.) mit der nach Süden zunehmenden Trockenheit sich gürtelförmig über die Steppenregion schieben und schließlich in die Luft ausstreichen. Ähnlich ist es in den Gebirgen des Vorderen Orients im Raume von Libanon und Südirak. Die Gebirge der

Zentralen Sahara sind auch noch in über 3000 m Höhe wüstenhaft. Die beiderseits des südlichen Roten Meeres spiegelbildlich angeordneten Hochländer von Äthiopien und Yemen gehören bereits zur Paläotropis. Wohl sind einzelne Arten aus mediterranen Verwandtschaftskreisen in die Gebirge Äthiopiens und sogar Ostafrikas über den Äquator vorgedrungen. Drei Bäume beteiligen sich dort sogar recht stark an dem Aufbau der feuchten Höhenwälder neben zahlreichen paläotropischen Holzgewächsen, nämlich Erica arborea, Juniperus procera und Olea chrysophylla. Aber von den eigentlich borealen Nadel- und Laubbaumgattungen, die in Europa und Nordamerika verbreitet sind und in der Neuen Welt in die Tropen reichen (Pinus, Abies, Quercus, Acer, Fraxinus, Alnus, Ulmus, Carpinus usw.) hat keine den saharisch-indischen Trockengürtel überschritten.

Das ändert sich allerdings vom Himalaya ab. Am Südfuß des Westhimalaya erreicht der subtropische Trockengürtel mit den Steppen des Pandschab und der Wüste Tharr sein Ende. Von Norden schiebt sich das gewaltige zentralasiatische Hochland im Osthimalaya und in Burma bis nahe an den Rand der Tropen heran, und gleichzeitig vollzieht der Faltengebirgsgürtel seine Umbiegung in meridionale Richtung. Von dort ab gehen die feuchten Klimate der Tropen lückenlos in die außertropischen Ostasiens über. Im Osthimalaya ist der boreale Nadelwaldgürtel ähnlich wie in den Kordilleren Mexikos bis 4000 m angestiegen und schiebt sich über die Vegetationstypen der tieferen Lagen, die schon sehr tropenähnlichen Charakter angenommen haben (Fig. 18).

Es ist noch einer besonderen Darstellung vorbehalten, aufzuzeigen, wie weitgehend die dreidimensionale Klima- und Vegetationsanordnung vom Pamirhochland längs des Himalaya bis Burma einerseits der in der Neuen Welt in gleicher Breite von Nordarizona über Mexiko bis Guatemala andererseits entspricht. Im Nordwesthimalaya und in den Gebirgen des nördlichen Arizona ist die vertikale Abfolge der Vegetationsstufen außerordentlich ähnlich: Artemisiasteppe, Waldsteppe mit Juniperus und immergrünen Eichen, Trockenwälder von Ölsamenkiefern („Piñon" oder Pinus edulis bzw. P. Gerardiana), feuchter Nadelwald in Nordexposition (Pinus-Picea im Himalaya, Pinus-Abies-Pseudosuga in Arizona und Südwest-Colorado), alpine Vegetation. Nur der Birkengürtel des Himalaya ist in Arizona nicht entwickelt. In Burma und im Lande der meridionalen Stromfurchen folgen über den tropischen Regenwäldern, Monsunwäldern und Dornsavannen die Eichenwälder, Pinuswälder und in der Höhe Abieswälder mit Rhododendren, ganz ähnlich wie in Zentral-Mexiko, wo die Gattung Rhododendron durch die als Lebensform konvergenten baumförmigen Arten von Arbutus und Arctostophylus ersetzt ist.

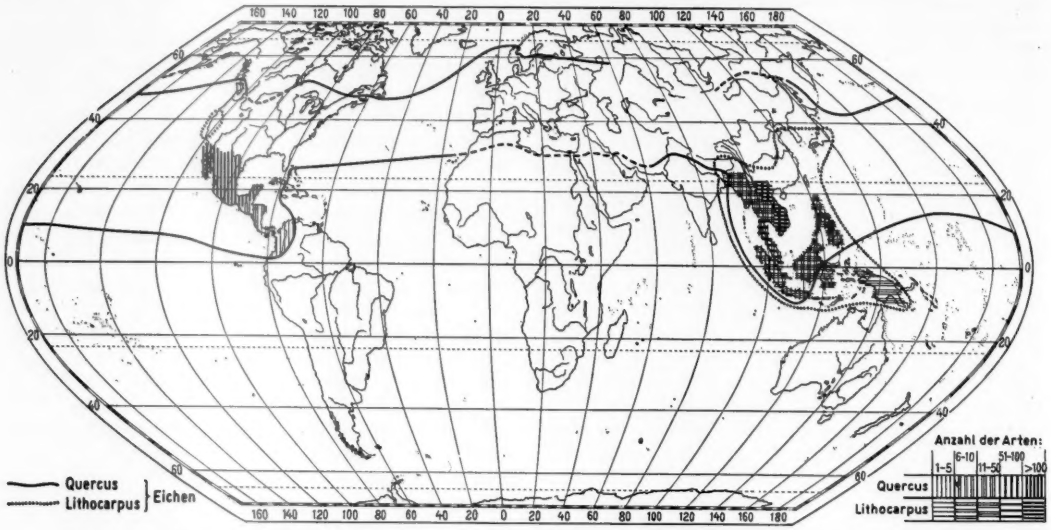


Fig. 20. Die Areale der Eichen (Gattungen Quercus und Lithocarpus inkl. Pasania) in den Tropen (nach F. Bader)

Boreale Florenelemente dringen über die Gebirge Indochinas tief in die Tropengebirge Australasiens ein wie in Amerika über die Mittelamerikanische Landbrücke. Nach Menge und Artenzahl stehen wieder wie in Mexiko die Eichen an der Spitze, wobei in Südost-Asien die Gattung Quercus durch die ähnlich artenreiche Gattung Lithocarpus verstärkt ist (Fig. 20). Immergrüne Quercusarten reichen sowohl über Panama nach Kolumbien wie über Malaya bis Java, Lithocarpus sogar mit 17 Arten bis Neuguinea in die ausgesprochen äquatorialen Gebirge. Die Kiefern sind zwar artenärmer als in Mexiko, aber Pinus Kashya erstreckt ihr Areal bis nach Nordsiam, Pinus Merkusii bis Sumatra, und Pinus insularis bildet tropische Höhenwälder auf den Philippinen. Zahlreiche andere Holzarten folgen diesem Prinzip, z. B. Fraxinus,, Carpinus, Acer, Ulmus, Alnus, Juglas, Viburnum (sowohl in Südost-Asien als in Amerika) und Rhododendron, das sich noch in Neuguinea mit über 100 Arten entfaltet.

Die Ähnlichkeit der pflanzengeographischen Situation in Südost-Asien und im Kordillerengebiet wird noch besonders unterstrichen durch die Verbreitung der arktotertiären Reliktpflanzen, die sich von einer circumpolaren Verbreitung im Tertiär während des Eiszeitalters im wesentlichen auf die beiden getrennten

Areale in Ostasien und im östlichen Nordamerika zurückgezogen haben. Auch sie haben wie in Mexiko-Mittelamerika Areale im tropischen Südost-Asien. Besonders artenreich ist von ihnen die Gattung Castonopsis, ein wichtiger Bestandteil der hinterindischen Quercus-Lithocarpuswälder. Das Areal der Gattung erstreckt sich ebenfalls bis Neuguinea. Arktotertiäre Gattungen, die sowohl in Südost-Asien als auch im mexikanischen Sektor in den Tropengebirgen vorkommen, sind z. B. Nyssa, Carya, Magnolia, Liquidambar, Platanus und Aesculus.

VII. Die jungen Faltengebirge der Tropen in ihrer florengeschichtlichen Bedeutung

Das Eindringen so vieler borealer Gattungen in die Tropen gerade in den beiden genannten Regionen, in Mexiko-Mittelamerika und Australasien, unter Bildung sehr vieler Arten innerhalb der Tropengebirge (Quercus, Lithocarpus, Rhododendron, Castanopsis, Pinus usw.) ist nicht zufällig und kann nur aus erdgeschichtlichen Zusammenhängen verstanden werden. Es kommt die zweite Tatsache hinzu, daß viele in den kalttemperierten und subantarktischen Breiten der Südhalbkugel beheimatete Pflanzen bei ihrer Ausbreitung in den Tropengebirgen ebenfalls eine Bevorzugung von zwei meridionalen Zonen haben: die tropischen Kordilleren Süd- und Mittelamerikas und die Inselgebirge, die von Neuseeland über Neukaledonien und Neuguinea nach dem Sunda-Archipel und Monsunasien ziehen. Man kann unter ihnen drei Gruppen bilden: 1. subantarktisch-tropischmontane Sippen, die sowohl in den Kordilleren als auch im südwestpazifischen Bereich vorkommen; 2. subantarktisch-andine Gattungen; 3. subantarktisch-pazifischmontane Gattungen. Eine genauere arealgeographische Analyse hat F. BADER vorgenommen [*8*]. Unter den hierher gehörigen Sippen sind eine ganze Reihe bekannter Gattungen, die sowohl in den kühltemperierten Wäldern Südchiles und Neuseelands als auch in den tropischen Höhenwäldern eine große Rolle spielen. Zu der ersten Gruppe gehören z. B. Podocarpus, Weinmannia, Gaultheria, Drimys und Gunnera, zu der zweiten Gruppe Nothofagus, Metrosideros, Dacrydium, Phyllocladus und Coprosma, zur dirtten Gruppe Fuchsia und Pernettya.

Von Podocarpus, Nothofagus, Dacrydium und Phyllocladus haben wir durch Fossilfunde, besonders durch die neuere Pollenforschung schon eine recht gute Kenntnis ihrer Verbreitung in der geologischen Vergangenheit (Arbeiten von R. FLORIN, 1940 [*9*], und R. A. COUPER, 1960 [*10*]). Sie sind ausgesprochen südhemisphärischer Herkunft. Sie haben nach COUPER im oberen Mesozoikum und im Tertiär in ausgedehnten Gebieten der südlich temperierten und subantarktischen Zonen die herrschenden Wälder gebildet, Nothofagus auch im Grahamland. Von allen genannten südhemisphärischen Gattungen hat heute Podocarpus die weiteste Verbreitung, in den Kordilleren bis Mexiko, im östlichen Südamerika bis Mittelbrasilien, in Afrika bis Abessinien und zu den Vulkanen der Guinea-Bucht und in Asien bis zum Osthimalaya und nach Südjapan. Die weitaus größte Artenzahl gehört dem Sunda-Archipel und Neuguinea an, in zweiter Linie den tropischen Kordilleren, also wiederum den tropischen Gebirgen der beiden Zonen. Die Gattung Nothofagus, lange Zeit für rein subantarktisch gehalten, hat die größte Artenentfaltung mit 16 Arten im äquatorialen Neuguinea. Weinmannia und Drimys sind Charakterbäume in den Regenwäldern Patagoniens und Neuseelands sowie in den Berg- und Nebelwäldern der tropischen Anden und Neuguineas.

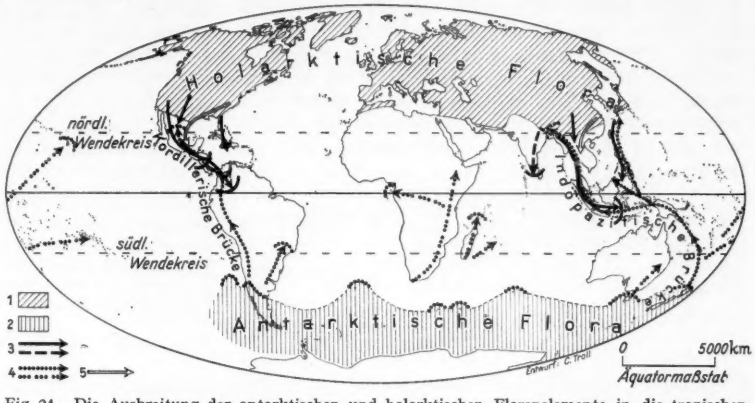


Fig. 21. Die Ausbreitung der antarktischen und holarktischen Florenelemente in die tropischen Gebirge. 1. Holarktisches Florenreich; 2. Antarktisches Florenreich; 3. Ausbreitung borealer Sippen in die Tropengebirge; 4. Ausbreitung antarktischer Sippen in die Tropengebirge; 5. Ausbreitung arktotertiärer Elemente Ostasiens und Nordamerikas in die Tropengebirge

Umgekehrt hat die pollenanalytische Forschung ergeben, daß von den nordischen Einwanderern in die Tropengebirge die Gattungen Quercus und Pinus nie auf der Südhalbkugel, in Südamerika, Afrika oder im Südwest-Pazifik gelebt haben. Die Trennung der kalttemperierten Floren der Nord- und Südhalbkugel scheint also schon seit dem jungen Mesozoikum oder wenigstens seit dem Frühtertiär angelegt gewesen zu sein.

Es kann kaum übersehen werden, daß bei der Einwanderung der borealen und subantarktischen Gewächse in die Tropengebirge die beiden jungen Faltengebirgsgürtel, die die Tropenzone queren, ganz vorwiegend benutzt wurden (Fig. 21). Die Hauptwanderung in die Tropen und die Neuartbildung hat vorwiegend in den jungen Gebirgen stattgefunden, die durch die Landwerdung, die neuen Landzusammenhänge und die Vulkanergüsse ausgedehnte Möglichkeiten zur Neulandbesiedlung unter den wechselvollsten klimatischen und Bodenbedingungen boten und die im folgenden Quartär mehrfach starken Klimaschwankungen unterworfen waren. Dies regte offenbar die phylogenetische Entfaltung an, wie es der Auffassung von MORITZ WAGNER (Migrationstheorie) entspricht. Dies ist vorläufig allerdings noch eine im Stadium der Hypothese befindliche Auffassung. Sie müßte in der Zukunft noch durch weitere phytopaläontologische Forschungen, aber auch durch cytologisch-karyologische Forschungen an den genannten

Gattungen unterbaut werden. Für Europa nimmt man z.B. an, daß die gegen Norden zunehmende Polyploidie gewisser Gattungen mit der postglazialen Wiederbesiedlung des alten Inlandeisgebietes zusammenhängt. Trifft das etwa auch für die aus den beiden Halbkugeln in die Tropengebirge eingewanderten Sippen, wie Quercus, Lithocarpus, Nothofagus oder Podocarpus zu?

Manche der südlichen Sippen sind durch die ganze Breite des Tropengürtels gewandert (wie Weinmannia, Podocarpus, Fuchsia, Gunnera, Metrosideros), während von den borealen Sippen nur eine Minderheit südwärts bis oder über den Äquator vorgedrungen sind, und dies besonders in den austral-asiatischen Gebirgen (einige boreale Gruppen, wie Alnus, Juglans, Vaccinium, von denen die beiden ersten noch Wälder in Nordwestargentinien bilden, machen davon eine Ausnahme). Dies kann wiederum ökologisch daraus erklärt werden, daß die subantarktischen Gattungen in den Tropengebirgen die ihnen zusagenderen Klimate mit geringen Jahresschwankungen angetroffen haben, während sich die borealen Einwanderer in den Tropen erst diesen ganz anderen Bedingungen anpassen mußten.

Zwischen den beiden Faltengebirgsgürteln liegen die alten Landmassen des sog. Gondwanalandes: Guayana, Brasilien, Afrika, Madagaskar, Südindien, Australien. In diesen Gebieten sind zwar durch epirogenetische Bewegungen und durch lokalen Vulkanismus ebenfalls hohe Gebirge entstanden, in Ostbrasilien, in Ostafrika, in Abessinien, auf Madagaskar, in Südindien, in Ostaustralien und auf den Hawaiischen Inseln. Einzelne Vertreter südlicher Gattungen haben sich wohl auch in solche Gebirge ausgebreitet, z.B. Nothofagus, Weinmannia und Podocarpus nach Ostaustralien, Metrosiderus und Gunnera nach Hawaii, Podocarpus bis Äthiopien und zum Kamerunberg, nach Ostbrasilien und Guayana. Aber es handelt sich immer nur um einzelne oder ganz wenige Arten, die dort Fuß fassen konnten.

Literatur

[1] Troll, C.: a) Bonner Mitt. H. 21, 49—96 (1941); b) Peterm. geogr. Mitt. **1943**, 81—89. — [2] Wissmann, H. v.: Erdkunde **2**, 81—92 (1948). — [3] Troll, C.: a) Meteorol. Z. **60**, 161—171 (1943); b) Erdkunde **2**, 1—21 (1948); c) Geol. Rdsch. **34**, 545—694 (1943/44); engl. Übersetzung U.S. Army, Snow, Ice and Permafrost Res. Establ., Translation 43, Wilmette, Ill. 1958; d) Erdkunde **1**, 162 bis 175 (1947); e) Jahresber. des Geobot. Inst. Rübel in Zürich für 1947, S. 46—83, Zürich 1948; f) Z. Ges. Erdk. Berlin **1943**, 93—128; g) Dtsch. Geographentag Frankfurt a.M. 1951, Tagungsber. und Abh., S. 35—66, Remagen 1952; h) Das Wasser als Pflanzengeographischer Faktor. In Handbuch der Pflanzenphysiologie, Bd. III, S. 750—786. Berlin-Göttingen-Heidelberg: Springer 1956; i) Zur Physiognomik der Tropengewächse. Jahresber. der Ges. der Freunde u. Förderer der Rhein.-Fr.-Wilh.-Univ. Bonn 1958, 75 S. Bonn 1959. — [4] Lauer, W.: Bonner geogr. Abh. H. 9, 1—98 (1952). — [5] Troll, C.: a) Bonner geogr. Abh. H. 25 (1959); b) Dtsch. Geographentag Berlin 1959, Tagungsber. u. Wiss. Abh. 1960, S. 97 bis 122; c) Bonner geogr. Abh. **9**, 124—182 (1952). — [6] Brockmann-Jerosch, J.: Baumgrenze und Klimacharakter. Beitr. z. geobot. Landesaufnahme, No. 6, Zürich 1919. — [7] Troll, C.: a) Dtsch. Geographentag Hamburg 1955, S. 191—213, Tagungsber. u. Wiss. Abh. Wiesbaden 1957; b) Erdkunde **3**, 18—29 (1949). — [8] Bader, Frido: Nova Acta Leopoldina, Halle (im Druck). — [9] Florin, R.: K. Svenska Vet. Akad. Handl. **19** (2) (1940). — [10] Couper, R.A.: Proc. Roy. Soc. [London], Ser. B **152**, 491—500 (1960).

Bonn, Geographisches Institut der Universität

Eingegangen am 31. Oktober 1960

Landschaftsökologische Untersuchungen als Grundlage standortsgerechter Landnutzung*)

Von Ernst Neef, Dresden

Die Geographie faßt heute die Erdhülle im ganzen sowohl wie in ihrer vielfältigen Differenzierung von Ort zu Ort als ein gesetzmäßig geordnetes materielles System auf. Dessen Eigenschaften ergeben sich aus den beteiligten stofflichen Komponenten und den in einem Wirkungsgefüge miteinander verflochtenen Kräften bzw. Faktoren, die die Ordnung des gesamten Systems und damit auch die äußere geographische Erscheinungsform bestimmen. Diese Betrachtungsweise gestattet, den Naturhaushalt zu erfassen und die geographischen Erscheinungen auf diesen Naturhaushalt zu beziehen; sie ist also ökologisch; und da nicht die Pflanze wie in der Pflanzenökologie den Maßstab der Betrachtung abgibt, sondern das gesamte landschaftliche Gefüge untersucht wird, bezeichnet man diesen Arbeitszweig der Geographie als Landschaftsökologie.

Die Geographie kann und muß angesichts der Weite ihres Gegenstandes verschiedene Maßstäbe der Betrachtung anwenden, von weltweiter Überschau bis zum Detailstudium der Phänomene auf kleinstem Raum. Landschaftsökologischen Untersuchungen auf kleinstem Raum kommt dabei eine besondere theoretische und praktische Bedeutung zu. Denn auf kleinem Raum stellt sich das materielle Substrat als „homogen" in geographischem Sinne dar, d.h., daß die feineren und kleineren Einzelbestandteile der Substanz nicht mehr imstande sind, für sich selbständig geographisch bedeutsame Folgewirkungen hervorzurufen. Ein Baum, der auf einem bestimmten Standort steht, zeigt in seiner Gestalt nicht mehr die Unterschiede der mineralischen und Korngrößenzusammensetzung des Bodens an. In einer Wiese oder einem natürlichen Waldbestand wird der Wuchsort der einzelnen Pflanze nicht durch Besonderheiten dieser Stelle bestimmt, sondern alle diese Einzelstandorte sind zufällig innerhalb des gesetzmäßigen Rahmens, der durch die Art des ökologischen Systems bestimmt ist. Kann man bei großräumiger Betrachtung den Charakter der ökologischen Beziehungen zunächst nur im allgemeinen und näherungsweise erfassen, allenfalls Grenz- und Schwellenwerte mit empirisch gewonnenen Werten interpretieren, so kann man auf einer stofflich homogenen Fläche mit Maß und Zahl arbeiten und damit sich exakterer naturwissenschaftlicher Methoden bedienen. Die Geographie steht vor neuen Aufgaben, und damit sind selbstverständlich auch neue Methoden verbunden;

*) Vortrag, gehalten auf der 101. Versammlung der Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Ärzte am 28. September 1960 in Hannover.

ihr äußerer Ausdruck ist unter anderem die Tatsache, daß in verschiedenen geographischen Instituten Laboratorien entstanden sind.

Das materielle System einer geographischen Örtlichkeit bezeichnen wir als geographischen Komplex. Damit wird zum Ausdruck gebracht, daß die einzelnen Komponenten und die erkannten Einzelbeziehungen nur innerhalb dieses Komplexes und des darin bestehenden Wirkungsgefüges reell sind. Jede isoliert gewonnene Beziehung, und mag sie mathematisch noch so exakt ausgedrückt sein, erfährt innerhalb des Komplexes unter dem Einfluß der übrigen beteiligten Glieder des Komplexes Abwandlungen, die zu erfassen oft sehr schwierig ist. Denn nicht nur die große Zahl der wirksamen Komponenten und Faktoren muß berücksichtigt werden, sondern auch die Tatsache, daß sich im Gang der Jahreszeiten auch der stoffliche Haushalt ändert, denn wesentliche Faktoren treten nur in bestimmten Jahreszeiten auf. Dazu gehört z.B. die Wirkung des Bodenfrostes oder auch der Wasserentzug durch die Pflanzen während der Vegetationsperiode. Diese Vielseitigkeit des geographischen Komplexes stellt an die Methodik der Untersuchungen hohe Anforderungen. Sie ist auch der Grund dafür, daß die einzelnen Erdwissenschaften, die einzelne Bestandteile des natürlichen Systems erforschen, der Landschaftsökologie zwar wichtige Unterlagen vermitteln, das gesamte Gefüge des Komplexes und seine ökologische Bedeutung jedoch nicht vollständig klären können. Die Geographie muß daher die Erforschung dieser kleinsten Bausteine der Erdhülle selbst in die Hand nehmen.

Die Erforschung eines geographischen Komplexes bereitet deswegen große methodische Schwierigkeiten, weil die einzelnen durch die Analyse gewonnenen Erkenntnisse mit den richtigen Maßverhältnissen in das reelle Beziehungsgeflecht — die des natürlichen Systems — eingeordnet werden müssen. Die Auflösung des komplizierten Geflechtes ist daher nur mit Hilfe von solchen Merkmalen möglich, die mit möglichst vielen Komponenten und Faktoren des Systems gesetzmäßig verbunden sind, mithin über den Gesamtcharakter Auskunft geben können und die richtige Einordnung der Einzelerkenntnis in den Gesamtkomplex ermöglichen. Solche Merkmale, die gewissermaßen einen Querschnitt oder ein Integral über den Gesamtkomplex darstellen, bezeichnen wir als ökologische Hauptmerkmale.

Bisher war es üblich, die *Vegetation* als ökologisches Hauptmerkmal zu verwenden, und tatsächlich stellt diese ja einen vorzüglichen Indikator für die ökologischen Bedingungen eines Standortes dar. Aber unbeschadet des Wertes pflanzengeographischer Untersuchungen haften dem ökologischen Hauptmerkmal Vegetation gewisse Mängel an, z.B. vermag die Vegetation über die Vorgänge zur Zeit der Winterruhe keine Aufschlüsse zu geben. Auch die Umwandlung der natürlichen Pflanzendecke durch die Landeskultur und die vielfältigen Eingriffe in den Naturhaushalt durch agrartechnische Maßnahmen erschweren Schlüsse von der Vegetation auf den Naturhaushalt. Es ist daher notwendig, weitere ökologische Hauptmerkmale heranzuziehen. Als solche stehen uns zur Verfügung die *bodenkundlichen Verhältnisse* und der *Bodenwasserhaushalt*. Es sind mithin drei verschiedene Wege möglich, das Gefüge des geographischen Komplexes aufzulösen, und der Ansatz der sog. Komplexanalyse kann jeweils bei dem Merkmal erfolgen, das die sicherste Erkenntnis gestattet. Von besonderer Bedeutung für die geographischen Zusammenhänge ist das Wasser im Boden. Es steht mit vielen anderen Komponenten in naturgesetzlichem Zusammenhang, es ist von entscheidender Bedeutung für alle physikalischen Eigenschaften und chemischen Vorgänge im Boden. Es ist unentbehrliche Voraussetzung des organischen Lebens und gerade in dieser Hinsicht von größtem ökologischem Gewicht. Der Wasserhaushalt steht mit den Niederschlägen, mit der Verdunstung von der Landoberfläche, der Evaporation, wie der produktiven Verdunstung durch den Pflanzenkörper, der Transpiration, und schließlich mit dem oberflächlichen Abfluß wie auch der unterirdischen Bewegung des Wassers in engster Beziehung. All diesen Einflüssen folgt das Wasser spontan und spiegelt daher Veränderungen rasch wieder. Damit ist auch die Möglichkeit gegeben, die jahreszeitlichen Einflüsse und jahreszeitlichen Unterschiede zu analysieren. Zu dem allem kommt, daß das Wasser im Boden als Bodenfeuchte verhältnismäßig leicht meßbar ist, also den Zugang zur Arbeit mit Maß und Zahl gestattet.

Durch regelmäßige Messungen des Wassergehaltes des Bodens, der Bodenfeuchte, in verschiedenen Tiefen lassen sich also sowohl die im Bodenprofil auftretenden Unterschiede wie auch der jahreszeitliche Gang exakt erfassen.

Vergleicht man die beiden anderen ökologischen Hauptmerkmale, Boden und Vegetation, mit dem Wasserhaushalt des Bodens, so zeigt sich, daß beiden die exakte Meßbarkeit fehlt, so daß die sonstigen Merkmale nur allgemein, nicht aber mit zahlenmäßig ausdrückbaren Beziehungen in das Komplexgefüge eingebettet werden können. Das Pflanzenkleid zeigt zwar jahreszeitliche Aspekte, doch vollziehen sich Veränderungen im Vegetationsbild nicht so spontan. Noch stabiler ist der Bodentyp, der selbst bei einschneidenden Veränderungen des gesamten Komplexes nur langsam zu einem neuen Gleichgewicht gelangt. Der Vergleich der drei ökologischen Hauptmerkmale läßt daher die *Unterscheidung von stabilen und labilen Eigenschaften eines Standortes* zu. Dieser Gesichtspunkt ist von besonderer Bedeutung, weil er Maßstäbe für Veränderungen des geographischen Komplexes durch kulturtechnische Maßnahmen liefert.

Zunächst sei an einigen Beispielen[1]) vorgeführt, wie der Bodenwasserhaushalt einiger typischer Standorte in Beziehung zu dem gegebenen Bodensubstrat und in seinem Jahresgang erfaßt und dargestellt werden kann. Jede Örtlichkeit besteht aus fester Substanz, die einen Porenraum einschließt. Dieser Porenraum ist in wechselnden Verhältnissen von der Bodenluft und dem Bodenwasser erfüllt. Die Darstellung dieser Beziehungen erfolgt in einem sog. Volumendiagramm, in dem bis zu der gemessenen Tiefe die Anteile von fester Substanz, Bodenluft und Bodenwasser aufgezeichnet werden. Veränderlich hierbei ist der Anteil des Wassers, der sich auf Kosten des Luftraumes ver-

[1]) Die Beispiele sind mehrjährigen Untersuchungen des Geographischen Instituts der Karl-Marx-Universität in Leipzig entnommen. Eine ausführliche Darlegung der Ergebnisse wird in den Abh. sächs. Akad. Wiss. Lpz. 47 (1) (1961), unter dem Titel: ERNST NEEF, GERHARD SCHMIDT, MAGDA LAUCKNER „Landschaftsökologische Untersuchungen an verschiedenen Physiotopen in Nordwestsachsen" erscheinen.

größern und in extremen Fällen die Luft fast völlig aus dem Boden verdrängen kann. Das Vermögen des Bodens, Wasser in einer bestimmten, von seiner Ausbildung abhängigen Menge festzuhalten, bezeichnet man als seine Wasserkapazität. Dieser Wert stellt

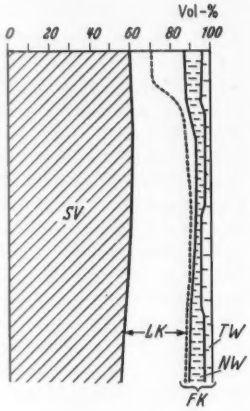


Fig. 1. Volumendiagramm eines Standortes auf Geschiebesand. — Topographische Lage: Kuppe des Hopfenbergs bei Sehlis nordöstlich von Leipzig. — Vegetation: Trockenrasen. Erläuterung der Abkürzungen (zugleich für Fig. 4 und 5): *SV* Volumen der festen Substanz (schwarz ausgefüllt: Humus). — *LK* Luftkapazität. — *FK* Feldkapazität. Wasserfassungsvermögen des Bodens, d.h. die Fähigkeit, bis zu einem bestimmten Werte das Wasser im Boden durch verschiedene Kräfte entgegen der Schwerkraft festzuhalten (punktierte Linie). — *TW* Totwasseranteil des Bodenwassers, der von den Pflanzen nicht aufgenommen werden kann. — *NW* Nutzbarer Wasservorrat zur Zeit der Aufnahme (5. 10. 1956)

also diejenige Wassermenge dar, die in dem Porenvolumen des Bodens durch Kapillarkräfte und hygroskopische Kräfte festgehalten werden kann. Wasser, das über die Wasserkapazität hinaus in den Boden eintritt, wird nicht festgehalten, sondern sickert durch das Bodengerüst hindurch. Ein Teil des Wassers wird durch die hohen Oberflächenspannungen an den Bodenteilchen so stark festgehalten, daß die Pflanzenwurzeln mit der ihnen zur Verfügung stehenden Saugspannung dieses Wassers nicht aufnehmen können. Da es für die Pflanze nicht nutzbar ist, wird es als totes Wasser bezeichnet. In den folgenden Beispielen lassen sich bereits im Bild des Volumendiagramms charakteristische Merkmale des geographischen Komplexes ablesen und gewisse Beziehungen zu der Eigenart des festen Substrats erkennen.

Fig. 1 stellt das Volumendiagramm eines trockenen Standortes auf Geschiebesand dar, und zwar einer kleinen Geschiebesandkuppe, die von einem Trockenrasen bedeckt ist. Der Bodentyp ist eine schwach podsolige Braunerde. Das Porenvolumen liegt bei etwa 40%. Die Darstellung zeigt, daß von diesem Porenvolumen jedoch nur ein geringer Teil, rund ein Viertel, Wasser speichern kann. Die Gesamtmenge des gespeicherten und für die Pflanze verfügbaren Wassers ist daher gering. Nur der oberste Teil des Bodenprofils zeigt etwas stärkeren Humusanteil, und dadurch ist in der Bodenkrume die Wasserkapazität auch wesentlich höher, sie erreicht 29 Vol.-%. Berechnet man die gesamte für die Pflanzen verfügbare Wassermenge, so ergibt sich bei voller Wasserspeicherung bis 80 cm Tiefe eine Summe von nur 71 mm. Es ist offensichtlich, daß mit diesem Wasservorrat, der im allgemeinen nur im Frühjahr in vollem Umfang erreicht wird, die Wasserversorgung der Pflanze nicht gewährleistet ist. Setzt man den durchschnittlichen Bedarf einer Kulturpflanzendecke an Wasser während der Vegetationsperiode mit 350 bis 400 mm an, so ist erst ein knappes Fünftel davon gedeckt. Ein solcher Standort kann daher nur eine geringe Menge Pflanzensubstanz produzieren. Es ist ertragsarm, und die natürliche Vegetationsdecke wird weitgehend durch Arten bestimmt, die geringe Wasseransprüche haben. Folgerichtig ist diese Geschiebesandkuppe nicht in das Ackerland einbezogen worden. Auf allen diesen Böden mit einem verhältnismäßig groben Filtergerüst, in denen durch Kapillarkräfte nur wenig Wasser festgehalten wird und das Niederschlagswasser sehr rasch durchsickert, hängt der Ertrag von den Niederschlägen während der Vegetationsperiode ab.

Eine Isoplethendarstellung[1]) (Fig. 2) des Bodenfeuchtegangs über das Jahr bis 80 cm Tiefe zeigt als wesentliches Kennzeichen mehrere vertikale Linien, die die rasche Sickerbewegung des Niederschlagswasssers veranschaulichen. Große Teile des Profils weisen infolge des Wasserverbrauchs durch die Pflanzenwurzeln Feuchtewerte auf, die dem Totwasseranteil entsprechen; mit anderen Worten: Die Wasserversorgung der Pflanzen ist nicht mehr gewährleistet. Besonders kraß kommt das in trockenen Jahren zum Ausdruck, in denen der Trockenrasen völlig vergilbt und oberflächlich abstirbt. Charakteristischerweise zeigt die Bodenkrume infolge des Humusgehaltes jeweils höhere Werte der Bodenfeuchte als der Unter-

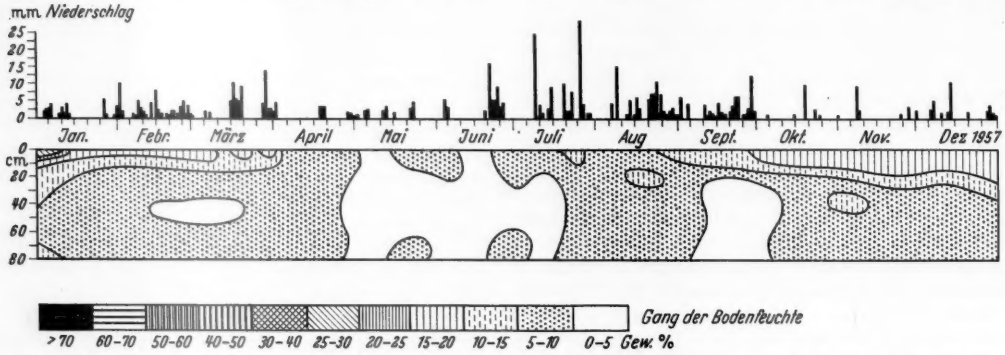


Fig. 2. Gang der Bodenfeuchte im Jahre 1957 bis 80 cm Tiefe auf der Geschiebesandkuppe des Hopfenbergs (vgl. Fig. 1). Die Bodenfeuchtewerte sind in Gewichtsprozenten angegeben

[1]) Isoplethen sind Linien gleichen Zahlenwertes (gleicher Menge usw.) einer bestimmten Größe; von griech. τό πλῆθος = die Menge, der Umfang. Unter „Isoplethen" verstand man ursprünglich in einem Diagramm die Linien gleicher Stärke einer Erscheinung. Heute versteht man unter „Isoplethendiagramm" Darstellungen, die gemessene Werte nach zwei verschiedenen Bezugssystemen gleichzeitig ordnen. Dadurch entstehen nicht einfache Diagrammlinien, sondern ein flächenhaftes Bild. Im vorliegenden Falle werden die gemessenen Bodenfeuchtewerte in der Ordinate bezogen auf die Bodentiefe, in der Abszisse auf den Jahresgang.

boden. In dem trockenen Frühling 1957 ist die Austrocknung des Bodens bereits weitgehend fortgeschritten und der Wasseranteil auf weniger als 5 Gewichtsprozente[1]) zurückgegangen. Die reichlichen Sommerniederschläge bringen dann eine Auffüllung bis über 12%. Das ist ein Wert, der über der Wasserkapazität liegt. Es muß sich also zu einem Teil um Sickerwasser handeln. Bemerkenswert ist ferner, daß schon vom Januar 1957 an der Boden sehr trocken erscheint. Die Auffüllung des Bodens mit Wasser während des Winters ist gering und beschränkt sich weitgehend auf die Bodenkrume. Diesen winterlichen Effekt der Abtrocknung des Unterbodens unter dem Einfluß des Frostes kann man auch an zahlreichen anderen Profilen feststellen.

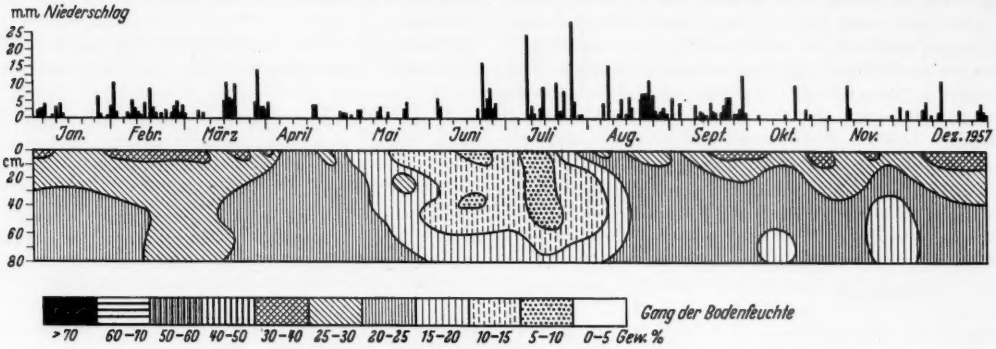


Fig. 3. Gang der Bodenfeuchte im Jahre 1957 auf einem Lößstandort (vgl. Abb. 4)

Hangabwärts wird die Korngrößenzusammensetzung durch stärkere Anteile der feinen Fraktionen günstiger und damit auch agrarische Nutzung möglich. Zwar sind die Grundeigenschaften des Standorts die gleichen, die ungehemmte Sickerbewegung und die Abhängigkeit von den Niederschlägen während der Vegetationsperiode bestehen auch hier. Aber durch die Zunahme der Feinerdebestandteile und durch die Bearbeitung, die den Humusgehalt des Bodens vergrößert hat, wird mehr Wasser im Boden festgehalten. Durch die höheren Kapillarkräfte wird die Sickerbewegung verlangsamt, so daß die Verweildauer des Niederschlagswassers im Boden größer ist und die Pflanzen einen wesentlich größeren Teil davon aufnehmen können. Im allgemeinen aber sind alle Sandböden durch ungünstige Wasserverhältnisse gekennzeichnet. Standorte auf Sand mit größerer Ertragsleistung erhalten fast ohne Ausnahme eine zusätzliche Wasserzufuhr aus dem Kapillarsaum des Grundwassers. Für die Bewertung der Sandstandorte ist daher die Tiefe des Grundwassers oder auch nur kleiner isolierter Grundwasserkörper von großer Bedeutung.

Ein äußerlich ähnliches Bild zeigt das folgende Isoplethendiagramm (Fig. 3). Auch hier tritt die Großflächigkeit und die Vertikale in der Linienführung hervor. Die senkrechten Linien weisen darauf hin, daß die Sickerwasserbewegung auch hier ungehemmt ist. Insgesamt aber liegen die Bodenfeuchtewerte wesentlich höher, und die geringsten Werte, die überhaupt auftreten, liegen im allgemeinen bei 15 Gew.-% oder 27 Vol.-%, also so hoch wie im ersten Beispiel die höchsten Werte. Selbst während der sommerlichen Trockenperiode liegen die Werte noch deutlich über dem Totwasseranteil. Es handelt sich in diesem Falle um ein anderes Bodensubstrat, nämlich um einen Lößlehm.

Am zugehörigen Volumendiagramm (Fig. 4) erkennt man die überaus günstige Relation zwischen Wasser- und Luftvolumen. Auch bei voller Wasserkapazität ist das Porenvolumen noch nicht voll ausgenutzt, so daß die Durchlüftung des Bodens ständig gewährleistet ist. Die im Boden festgehaltene Wassermenge ist zu Beginn der Vegetationsperiode so groß, daß sie einen wesentlichen Teil des Jahresbedarfs der Pflanzendecke ausmacht, bei Lößboden im Durchschnitt 60 bis 70%, so daß selbst bei Ausbleiben der Niederschläge ein hoher Anteil der Wasserversorgung gesichert ist. Nur bei sehr langer Trockenheit mit extremen Verdunstungswerten wird durch den Wasserverbrauch die Bodenfeuchte auf Werte zurückgedrängt, die Hemmungen des Pflanzenwachstums mit sich bringen, doch treten extreme Dürreerscheinungen auch dann nicht auf.

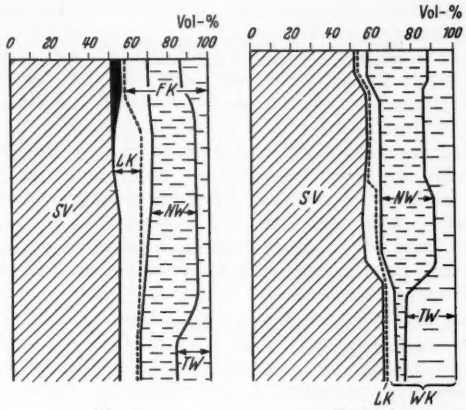


Fig. 4 Fig. 5

Fig. 4. Volumendiagramm eines Lößstandortes. — Topographische Lage: Oberhang 2° Neigung bei Bröhsen, Kr. Grimma/Sa. — Vegetation: Glatthaferwiese. — Aufnahmetag: 5. 10. 1956

Fig. 5. Volumendiagramm eines Geschiebelehmstandorts auf Stagnogley. — Topographische Lage: ebener Boden einer flachen Bodensenke im Planitzwald westlich Wurzen/Sa. — Vegetation: Fichtenhochwald. — Aufnahmetag: 5. 10. 1956

[1]) Auf den Isoplethendiagrammen ergeben Gewichtsprozente vielfach klarere Bilder als die Volumenprozente. Volumenprozente = Gewichtsprozente × Trockenraumgewicht des Bodens.

Ein völlig anders gearteter Typ entsteht, wenn die Sickerwasserbewegung im Boden gehemmt ist, weil Bodenverdichtungen innerhalb des Bodenprofils als Staukörper wirken. Das Volumendiagramm Fig. 5 zeigt, daß in 60 cm Tiefe die feste Substanz beträchtlich zunimmt, was sich nur aus einer dichteren Lagerung der Bodenteilchen erklären läßt. In entsprechendem Maße wird das Porenvolumen eingeschränkt. Man erkennt ferner, daß im Zusammenhang mit dieser Bodenverdichtung der Totwasseranteil beträchtlich ansteigt. Das für die Pflanze verfügbare Wasser ist in dieser Tiefe daher gering, und bei stärkerer Beanspruchung ist es bald aufgezehrt. Selbst wenn 25% des Volumens in diesem Boden noch aus Wasser bestehen, kann dieses wegen der bestehenden starken Bindung an die Bodenteilchen von den Pflanzen nicht mehr verwertet werden, und Störungen des Pflanzenwachstums durch Wassermangel treten auf. Auf der anderen Seite ist der verbleibende Porenraum für die Luft so klein, daß schon bei geringer Übersättigung mit Wasser der gesamte Porenraum mit Wasser erfüllt ist und Schädigungen des Pflanzenwachstums durch Luftmangel eintreten.

Im Isoplethendiagramm (Fig. 6) erscheint bei allen Böden mit gehemmter Perkolation[1]) eine völlig andere Linienführung. Die Vertikale fehlt fast völlig, die Horizontale herrscht vor und bekundet, daß Oberböden und Unterböden sich in ihrem Wasserhaushalt maßgeblich unterscheiden. Während der Oberboden in feuchten Jahren fast durchwegs Überfeuchten aufweist, sind gleichzeitig in wenigen Dezimeter Tiefe unterdurchschnittliche Bodenfeuchtewerte zu verzeichnen. Die Niederschläge machen sich hier im allgemeinen kaum bemerkbar. Bei diesem Typ beschränkt sich die Durchwurzelung auf die obersten Bodenschichten, da der Unterboden durch seine Dichtlagerung dem Eindringen der Pflanzenwurzeln großen Widerstand entgegensetzt und der sehr enge Spielraum zwischen Luftmangel einerseits und Wassermangel andererseits sehr häufig Wachstumsstörungen hervorruft. Das Isoplethendiagramm Fig. 6 gibt die Verhältnisse in einem feuchten Jahr wieder, wo im Oberboden sehr hohe Feuchtewerte auftreten. In trockenen Sommern kann der Wasserhaushalt des Oberbodens stark zurückgehen und auch geringere Werte als der Unterboden erreichen. Selbstverständlich treten dann Wachstumsschwierigkeiten auf, die nicht durch Überfeuchte, sondern durch Wassermangel hervorgerufen werden. Ein solcher geographischer Komplex gewährt daher, je nach den Witterungsverhältnissen, sehr unterschiedliche ökologische Bedingungen, er besitzt eine große ökologische Varianz. Bei agrarischer Nutzung bedeutet diese Eigenschaft eine überaus bedenkliche Ertragsunsicherheit, daher werden solche Standorte meist dem Wald überlassen.

Ein extremer Fall ist mir aus dem nordwestsächsischen Hügelland bekannt. Auf einer nach 1945 gerodeten Fläche stand 1954 Weizen. Die Reihe trockener Jahre hatte bisher recht ansprechende Erträge geliefert. Als mit dem Jahr 1954 die Reihe feuchter Jahre einsetzte, füllte sich der Oberboden so stark mit Wasser auf, daß in den seichten Senken der Ackerfläche mehrere offene Wasserflächen erschienen. Binsen überwucherten die Halmfrucht, die Ernte ging verloren, und die ackerbauliche Nutzung mußte für mehrere Jahre unterbrochen werden.

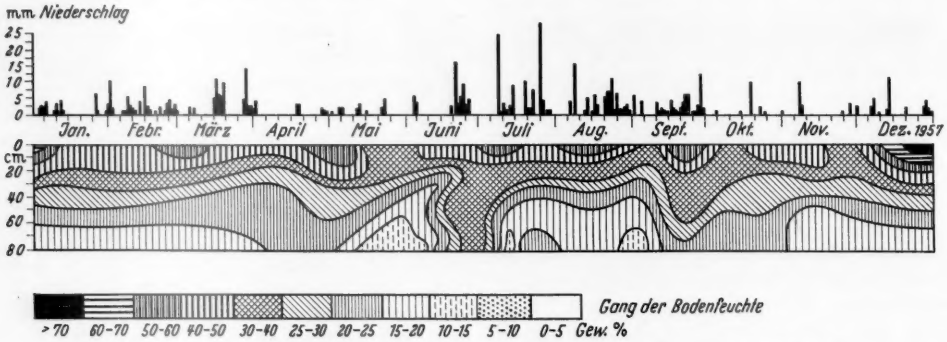


Fig. 6. Gang der Bodenfeuchte auf einem Geschiebelehmstandort mit Stagnogley (vgl. Fig. 5)

Diese Böden mit gehemmter Perkolation wie auch die oben erwähnten günstigen Sandböden mit Wasserzufuhr aus dem Kapillarsaum des Grundwassers bezeugen, daß der ökologische Wert eines Standorts vielfach von der Eigenart tieferer Bodenschichten abhängt. Eine Beurteilung von der Oberfläche her oder aus den Merkmalen der Ackerkrume führt daher leicht zu Fehlschlüssen. Völlig unbrauchbar sind solche oberflächlichen und zeitraubenden Testverfahren, die für begrenzte praktische Zwecke ihre Berechtigung haben mögen, für die Aufstellung einer Bilanz des stofflichen Umsatzes. Die Frage nach dem ökologischen Charakter eines Standortes und damit auch nach seinem Leistungspotential für die agrarische Produktion kann wissenschaftlich einwandfrei erst beantwortet werden, wenn der Mechanismus des Stoffhaushalts bekannt ist. Ein erstes Ziel landschaftsökologischer Untersuchungen auf kleinstem Raum ist aber die Klärung dieses Mechanismus als Voraussetzung weiterer wissenschaftlicher Schlußfolgerungen. Auch wo schon empirisch bekannte Tatsachen und Erscheinungen berührt werden, gestattet die landschaftsökologische Betrachtungsweise eine größere Sicherheit der Aussage. Sie setzt an die Stelle der bisherigen Näherungswerte und allgemeinen Interpretation die exakte naturwissenschaftlich begründete Aussage.

Die angeführten Beispiele, die nur wenige Grundtypen darstellen, sollten zeigen, daß der Bodenwasserhaushalt als ökologisches Hauptmerkmal uns in die Lage versetzt, in das komplizierte Beziehungsgeflecht eines geographischen Komplexes einzudringen, seine charakteristischen Merkmale herauszuarbeiten und quantitativ zu bestimmen. Daß durch Einbeziehung

[1]) Perkolation = Sickerwasserbewegung.

weiterer Merkmale schrittweise immer feinere Unterscheidungen möglich sind, die ökologischen Bedingungen immer sorgfältiger differenziert werden können, ist selbstverständlich, kann aber hier nicht näher ausgeführt werden, da sich neue grundsätzliche Fragen zunächst nicht ergeben.

Schon mit dem bisher gewonnenen Material der Meßreihen unter vergleichend-geographischem Gesichtspunkt ergeben sich einige bemerkenswerte Einsichten. Zunächst hat sich herausgestellt, daß die vielfach noch übliche Charakteristik eines Standortes nach der Bodenart oftmals keine wissenschaftlich zuverlässigen Schlußfolgerungen gestattet, da der Einfluß der Bodenart im geographischen Komplex durch andere Einflüsse überdeckt und unwirksam gemacht werden kann. Weiterhin muß festgestellt werden, daß aus einem noch so fein beschriebenen einzelnen Merkmal des geographischen Komplexes nicht ohne weiteres eine ökologische Aussage gewonnen werden kann. Die einzelnen Merkmale sind vielmehr erst auf ihre ökologische Bedeutung hin zu untersuchen. Bodengenetisch und bodentypologisch scharf zu unterscheidende Formen können ökologisch die gleiche Wirkung haben. Die Erkenntnisse der einzelnen Spezialwissenschaften lassen sich nicht ohne weiteres ökologisch deuten. Das ist erst möglich, wenn ihre Stellung im geographischen Komplex und im Mechanismus des stofflichen Haushaltes geklärt ist.

Eine wichtige Erkenntnis über das Bodenwasserregime wird durch die vorliegenden Meßreihen gewonnen und diesbezügliche, in der Literatur verstreute Angaben einwandfrei bestätigt. Bodenwasserregime und Grundwasserregime stimmen keineswegs immer überein. Es ist üblich, den Wasserhaushalt eines Gebietes vorwiegend vom Grundwasser her zu bestimmen, und für den noch wenig bekannten Bodenwasserhaushalt pflegt man sich auf die Ganglinien des Grundwassers zu stützen. Nun zeigt sich zwar, daß allenfalls im Oberboden der Feuchtegang den Veränderungen des Grundwassers entspricht. Die Zunahme des Grundwasservorrates setzt mit dem Spätherbst ein, und infolge des geringen Wasseranspruches der Vegetation und der geringen Verdunstung erreicht das Grundwasser seinen höchsten Stand mit Beginn der Vegetationsperiode. Die Bodenfeuchtemessungen über größere Profile ermöglichen die Feststellung, daß sich der Unterboden durchaus anders verhält als der Oberboden. Während der kalten Jahreszeit wandert Wasser an die Erdoberfläche als Abkühlungsfläche, vermehrt hier und im Oberboden die Feuchtewerte erheblich, vielfach so stark, daß der Porenraum über die Wasserkapazität hinaus aufgefüllt wird. Im Unterboden sind zur gleichen Zeit die Bodenfeuchtewerte wenig verändert. Sie bleiben infolge der Wasserbewegung nach oben auf mittleren Werten stehen und können in kalten Wintern sogar geringer sein als in manchen Perioden des Sommers. Erst die Sickerwasserfront des Frühjahrs führt zur Auffüllung des Wasservorrates im Unterboden, so daß hier erst im März oder April die höchsten Feuchtewerte auftreten. Ob bei dieser Auffüllung die volle Wasserkapazität des Bodens erreicht wird oder nicht (und in manchen Jahren ist dies oft der Fall), hängt von den klimatischen Besonderheiten des Winters und zeitigen Frühjahrs ab. Für die sommerliche Bilanz des Bodenwasserhaushalts sind das aber die bestimmenden Ausgangswerte, die wesentlich über das Pflanzenwachstum in der Vegetationszeit und damit auch über die Erträge entscheiden.

Zu den ökologisch bedeutsamen Zusammenhängen gehört die räumliche Ordnung der Erscheinungen, denn für den stofflichen Haushalt sind neben den Stoffbewegungen in der Vertikalen Stoffverlagerungen in der Horizontalen sehr wesentlich, sowohl von Wasser wie von festen Bodenteilchen. Die Bewegungsbahnen sind die Gefällslinien der Hänge. Die jedem Geographen geläufige regelhafte Anordnung von Erscheinungen in reliefgeordneten Reihen oder Ketten ist in der Pflanzengeographie und in der Bodenkunde verwendet worden, wo MILNE und VAGELER den Begriff der „catena" eingeführt haben. Die Anwendung auf die landschaftsökologische Fragestellung ergibt die zu erwartende Tatsache, daß sich in der Hanglinie einander sehr ähnliche Komplexe aneinanderreihen. Führt man nun die drei ökologischen Hauptmerkmale Boden, Wasser und Vegetation als Vergleichsmaßstäbe ein, so stellt sich heraus, daß — geologisch einheitliche Bedingungen vorausgesetzt — der Boden als das stabilste Merkmal über die ganze Reihe hin kaum Unterschiede erkennen läßt, daß sich jedoch Modifikationen im Wasserhaushalt und analog auch in der pflanzensoziologischen Gliederung bemerkbar machen. Auf einem einheitlichen Substrat, das durch die anorganischen Komponenten des geographischen Komplexes definiert ist, stellen sich in der Vegetation standörtliche Varianten ein. Diese Tatsache können wir zur Unterscheidung zweier klar definierbarer Einheiten verwenden: die höhere umfassendere Einheit wird durch die Ausbildung der *stabilen* ökologischen Merkmale bestimmt; wir können sie als *Physiotop* bezeichnen. Die untergeordnete Einheit wird durch die *labileren* ökologischen Merkmale bestimmt und stellen standörtlich Varianten im Rahmen des Physiotops dar. Im Sinne von C. TROLL sind das die *Ökotope*. Die regelhaften Abfolgen lassen z. B. trockene Varianten am Oberhang, feuchtere Varianten am Hangfuß erkennen. Ist die Amplitude zwischen den Endgliedern sehr groß, so sind für die Bearbeitung und agrarische Nutzung zu ungleiche Bedingungen gegeben, als daß bei einheitlicher Bewirtschaftung der gesamten Fläche überall optimale Leistungen erwartet werden könnten. Welche Physiotope in einem größeren Bereich in immer wiederkehrender Verbindung auftreten, wird durch die Genese dieses geographischen Gebietes bestimmt. In einem Moränengebiet liegt ein anderes Mosaik vor als in einem Lößhügelland, in einem kristallinen Bergland ein anderes als in einer Schichtstufenlandschaft. So können wir die nächsthöhere räumliche Einheit über Ökotop und Physiotop als genetische Haupteinheit bezeichnen. Sie besteht aus ökologisch verschiedenartigen Gliedern. Ihr Landschaftshaushalt ergibt sich aus den Teilhaushalten der Ökotope und Physiotope und läßt sich aus deren genauerer Bestimmung wesentlich schärfer fassen, als dies ohne landschaftsökologische Untersuchungen möglich wäre. So werden nicht nur die kleinsten räumlichen Einheiten durch die neue Betrachtungsweise naturwissenschaftlich exakter erforscht, sondern auch die geographische Eigenart größerer Räume läßt sich dadurch mit besseren Argumenten bestimmen.

Die Unterscheidung von labilen und stabilen Eigenschaften ist auch praktisch von großer Bedeu-

tung, denn die labilen Merkmale können im allgemeinen durch kulturtechnische Maßnahmen verändert werden. Die Art und das Maß der möglichen Veränderungen ist aus dem Charakter des Physiotops abzuleiten. Denn die stabilen Merkmale des Physiotops können durch kulturtechnische Maßnahmen nicht abgeändert werden.

Der als zweites Beispiel beschriebene Lößlehmhang wird in der Mitte durch eine Verflachung unterbrochen. Diese bildet eine feuchte Variante des Hanges, denn die Unterbrechung des Gefälles führt zu mangelhaftem Abfluß des Hangwassers. Durch das Auftreten von Sauergräsern und Binsen ist der wirtschaftliche Wert gemindert. Durch geeignete Maßnahmen kann dieser zeitweilige Wasserstau beseitigt werden, die mit der Überfeuchte verbundenen unerwünschten Gräser werden verschwinden, und der Standort wird sich kaum von den übrigen Hangteilen unterscheiden. Der durch die physikalischen und chemischen Eigenschaften des Lößlehms und die Gestaltung des Hanges bestimmten Eigenschaften des Physiotops werden nun auch für die Ertragsleistungen der ungünstigen Variante gültig.

So ergibt sich aus den quantitativ erfaßbaren Merkmalen eines Physiotops auch das Leistungsvermögen, das ökologische Potential, das aus den errechneten Zustandsgrößen und dem daraus ermittelten Mechanismus des Stoffumsatzes bestimmt werden kann. Vergleicht man mit diesem Potential die reelle Ertragsleistung, so ergeben sich häufig Differenzen. Die wirkliche Ertragsleistung bleibt hinter der möglichen Leistung zurück. Die Ursachen lassen sich durch die Analyse des stofflichen Systems der geschädigten Fläche ermitteln, seien diese nun in Verdichtungen des Bodens, mangelhaft geregeltem Wasserhaushalt, ungenügendem Nährstoffhaushalt oder anderen Abweichungen von den Kennwerten als Physiotope liegen. Voraussetzung dafür ist die genaue Kenntnis der Normaltypen, die durch Standardmeßreihen eingehend studiert und durch die Bestimmung der ökologisch wichtigen Konstanten wie Wasserkapazität, Basenaustauschvermögen, Porenvolumen u.a. gewonnen werden. Die forstliche Standorterkundung hat auf dem Gebiet der Forstwirtschaft bahnbrechende Vorarbeit geleistet. Die heute erarbeiteten Methoden der Landschaftsökologie gestatten, auch die geographischen Komplexe unter agrarischer Nutzung zu erforschen und damit die Voraussetzungen für eine standortsgerechte und damit optimale Landnutzung zu schaffen.

Leipzig, Geographisches Institut der Universität

Eingegangen am 4. November 1960

Die Antarktis und die geophysikalische Erforschung der Erde*)

Von H. HOINKES, Innsbruck

Über die Antarktis ist vor etwa zwei Jahrtausenden zuerst diskutiert worden, als die griechischen Naturphilosophen in ihrem konsequenten Denken zur eben erst erahnten Arktis eine Gegenarktis, die *Antarktis*, als kalte Zone um den südlichen Pol der Erdkugel postulierten. Vieles vom Wissen des klassischen Altertums ist später verloren gegangen oder phantastisch verzerrt worden. Die Verzeichnung eines großen Südkontinents, einer *Terra australis incognita*, auf den Weltkarten des 16. Jahrhunderts, geht vielleicht auf eine geophysikalische Spekulation zurück: Man suchte nach einem „Gegengewicht" für die großen Landmassen der Nordhalbkugel auf der so wasserreichen Südhalbkugel. Die großen Reichtümer, die man dort vermutete, waren Phantasiegebilde, aber sie haben das Interesse an den hohen Südbreiten jedenfalls wach gehalten. Als dann JAMES COOK in den Jahren 1772 bis 1775 Stück für Stück von dieser Terra australis im Meer versinken ließ und auch bei zweimaliger Überschreitung des südlichen Polarkreises[1]) kein Land finden konnte, war damit eine zwar negative, aber doch wesentliche Bereicherung des Bildes der Erdoberfläche gewonnen. Wieder war es eine, dieses Mal zutreffende, geophysikalische Überlegung, die COOK dennoch von der Existenz des Südlandes überzeugte. Land in der Nähe des Pols müsse der Ursprung für die starke Eisbedeckung des riesigen südlichen Ozeans sein, die COOKs weiteres Vordringen in höhere Breiten vereitelt hatte. Die einzigen Reichtümer, von denen COOK berichtet hatte, waren die Pelzrobben, die in den folgenden Jahrzehnten von amerikanischen und englischen Robbenschlägern konsequent ausgerottet wurden. Die zweite Umsegelung der Antarktis auf höheren Breiten durch v. BELLINGSHAUSEN und LAZAREV brachte keine wesentlichen neuen Gesichtspunkte; der Kontinent wurde zumindest nicht bewußt gesichtet, aber zwei Inseln (Peter I und Alexander I) waren die ersten Landentdeckungen innerhalb des südlichen Polarkreises.

Der Beginn einer geophysikalischen Antarktisforschung

Eine spezifisch geophysikalische Fragestellung und damit ein neuer Anstoß für die Erforschung der Antarktis wurde durch die intensiven Studien der Variationen des Erdmagnetismus im ersten Drittel des 19. Jahrhunderts gegeben. 1831 hatte JAMES CLARK ROSS den magnetischen Nordpol gefunden, 1833 nahm das erste magnetische Observatorium in Göttingen seine Tätigkeit auf und die Anregung ALEXANDER VON HUMBOLDTs, weitere Observatorien zu errichten, hatte vielfach Resonanz gefunden. Aus den ersten vorliegenden Ergebnissen hatte C. F. GAUSS die Position des magnetischen Südpols bei etwa 66° Südbreite und 146° östlicher Länge berechnet. Der dringende Bedarf nach magnetischen Messungen in den hohen Südbreiten hatte zu einem Zusammentreffen von drei großen Expeditionen geführt. Vermutlich unter dem Einfluß A. v. HUMBOLDTs hatte sich DUMONT D'URVILLE entschlossen, seine Südsee-Expedition durch einen

*) Vortrag, gehalten auf der 101. Versammlung der Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Ärzte am 28. September 1960 in Hannover.

[1]) Zum erstenmal am 17. Januar 1773 auf 39°35′ östl. Länge; am 30. Januar 1774 wurde auf 107° westl. Länge die höchste Südbreite mit 71°10′ erreicht.

Vorstoß in das Gebiet des magnetischen Südpols zu bereichern. Am 19. Januar 1840 wurde auf 140° östlicher Länge Land gesichtet und „Terre Adélie" genannt; der magnetische Pol konnte, obwohl er nahe sein mußte, mit dem Schiff nicht erreicht werden. An dieser unwirtlichen Küste erfolgte ein beide Teile überraschendes Zusammentreffen mit zwei Schiffen der amerikanischen Antarktisexpedition unter CHARLES WILKES, die im gleichen Sommer die Küsten des antarktischen Kontinents auf eine Strecke von 2000 km Länge (Australien gegenüber) immer wieder sichtete und damit erstmalig die Existenz einer antarktischen Landmasse von kontinentalen Dimensionen nachwies. Am besten ausgerüstet und wissenschaftlich vorbereitet war die britische Expedition unter JAMES CLARK ROSS. Die Nachricht, die ROSS während der Einrichtung eines magnetischen Observatoriums in Hobart erreichte, daß eine französische und eine amerikanische Expedition gerade aus dem Gebiet des magnetischen Südpols — seines Expeditionszieles — zurückgekehrt waren, läßt erkennen, wie fremd damals noch der Gedanke einer internationalen wissenschaftlichen Zusammenarbeit war; sie bewog ROSS, auf einem östlicheren Meridian nach Süden vorzustoßen. Erstes Land wurde bei Cape Adare gesichtet, besetzt mit hohen Bergen (Admiralty Range), denen er weit nach Süden folgte, in der immer mehr schwindenden Hoffnung, den magnetischen Südpol von Osten her mit dem Schiff zu erreichen[1]). Die Enttäuschung darüber wurde weit aufgewogen durch die bedeutende Entdeckung des tätigen Vulkans Mt. Erebus (4070 m) auf der ROSS-Insel und der nach Osten anschließenden Eismauer, mit der der ROSS-Eis-Schelf in die ROSS-See abbricht.

Es ist heute schwer zu verstehen, daß nach diesen großen Erfolgen die Antarktisforschung durch fünfzig Jahre ruhte. Der dringende Appell, den 1860 MATTHEW FONTAINE MAURY an die wissenschaftliche Welt richtete, die Erforschung der Antarktis fortzusetzen, hatte zunächst keine unmittelbare Auswirkung. CARL v. WEYPRECHT hatte nach der Rückkehr aus Franz-Josephs-Land zunächst in einem Vortrag vor der Akademie der Wissenschaften zu Wien am 18. Januar 1875 und präziser formuliert erstmalig vor der Öffentlichkeit der 48. Versammlung Deutscher Naturforscher und Ärzte in Graz am 18. September 1875 den Ruf nach internationaler, geplanter Zusammenarbeit in der Erforschung der Polargebiete erhoben. „Die Aufgabe wäre die, mit gleichen Instrumenten zu möglichst gleicher Zeit durch ein Jahr Beobachtungen anzustellen. In erster Linie wären die verschiedenen Zweige der Physik und Meteorologie, ferner Botanik, Zoologie und Geologie und in zweiter Linie erst geographische Entdeckungen zu berücksichtigen. Wäre es möglich, gleichzeitig Stationen im antarktischen Gebiet zu errichten, so würden die zu erwartenden Resultate eine vielfach erhöhte Bedeutung gewinnen" [*1*]. Die zähe Ausdauer, mit der WEYPRECHT seine weitblickende Idee der künftigen Polarforschung vertrat, führte wohl zu einem bedeutenden Erfolg, dem ersten Internationalen Polarjahr 1882/83, aber die Arbeiten in den hohen Südbreiten blieben auf eine deutsche Station in Süd-Georgien (Moltke-Hafen, Royal Bay, 54½° S) beschränkt, deren Errichtung der Initiative GEORG v. NEUMAYERs zu verdanken war. Im Jahr 1874 hatte die „Challenger"-Expedition in den antarktischen Gewässern gearbeitet, aber erst 1893 war das umfangreiche Beobachtungsmaterial so weit verarbeitet, daß JOHN MURRAY auf die große Bedeutung der Antarktis für das Verständnis der ozeanischen Zirkulation hinweisen und darüber hinaus aus den Tiefenverhältnissen und der Bodenbedeckung des antarktischen Ozeans ein faszinierendes Bild des antarktischen Kontinents entwickeln konnte, den immer noch kein Mensch betreten hatte. Diese Ergebnisse und G. v. NEUMAYERs unermüdliche Bemühungen brachten endlich neues Leben in die antarktische Forschung. 1898 überwinterte eine belgische Expedition unter A. DE GERLACHE in der Antarktis, an Bord der „Belgica" im Packeis eingefroren, und 1899 eine britische unter C. E. BORCHGREVINK zum erstenmal am Kontinent, auf Cape Adare. Beide Expeditionen kehrten mit reichen Ergebnissen zurück. Während des siebenten Internationalen Geographen-Kongresses in Berlin 1899 nahmen die Pläne einer Zusammenarbeit in der Erforschung der Antarktis feste Gestalt an. In den Jahren 1901 bis 1903 waren drei Expeditionen gleichzeitig an verschiedenen Stellen des antarktischen Kontinents tätig: die britische „Discovery"-Expedition unter R. F. SCOTT, die deutsche „Gauss"-Expedition unter E. v. DRYGALSKI und eine schwedische unter O. NORDENSKJÖLD. Kurz darauf folgten eine schottische unter W. BRUCE und eine französische unter J. CHARCOT. Hervorragende Wissenschaftler waren Mitglieder dieser Expeditionen, und vieles, was wir über die Antarktis wissen, wurde damals und in den Jahren bis zum ersten Weltkrieg auf den großen Expeditionen SHACKLETONs, SCOTTs, MAWSONs und FILCHNERs unter Opfern, Verzicht und Gefahren erarbeitet.

Mit der Einführung des Flugzeuges als Hilfsmittel der Forschung im November 1928 durch H. WILKINS begann eine neue Periode intensiver Antarktisforschung. Auf drei großen Expeditionen 1929, 1934 und 1940 begann R. E. BYRD systematisch die Westantarktis zu studieren. Damals wurde die auf sorgfältigster Planung beruhende enge Zusammenarbeit von Flugzeug und Bodengruppe eingeführt, die sich während der letzten Jahre so vielfach bewährt hat. Daß das Flugzeug bedeutende Entdeckungen ermöglicht, ohne daß das Land betreten werden muß, haben seither zahlreiche Expeditionen, darunter auch die deutsche „Schwabenland"-Expedition 1939, demonstriert, bis der zweite Weltkrieg eine neuerliche Pause in der Erforschung der Antarktis erzwang.

Das Internationale Geophysikalische Jahr in der Antarktis

Der antarktische Kontinent ist mit seinen rund 14 Millionen km² auch für Flugzeuge sehr groß, und selbst nach den ausgedehnten Flügen der riesigen amerikanischen Navy-Operation „Highjump"[1]) im Südsommer 1946/47, blieben noch weite Teile des Inneren uneingesehen. Daß die „weißen Flecken" in unserem Wissen noch weit ausgedehnter waren als die auf den Karten, zeigten die aufregenden Ergebnisse der „Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition

[1]) Der magnetische Südpol wurde erst am 16. Januar 1909 während SHACKLETONs „Nimrod"-Expedition von DAVID, MACKAY und MAWSON nach einer langen Schlittenreise über das Inlandeisplateau bei 72°25′ Süd und 155°16′ Ost erreicht. Heute liegt er im Gebiet 68° S, 144° E.

[1]) 13 Schiffe, darunter ein Flugzeugträger, und 4000 Mann.

1949—1952", einer der erfolgreichsten, die je in die Antarktis ausgezogen sind. Auch das zweite Internationale Polarjahr 1932/33 war im wesentlichen auf die Arktis beschränkt geblieben, unsere Kenntnis der Antarktis war damit einfach nicht mehr vergleichbar. Es war ein unerträglicher Zustand für die Geophysik, der ihrer weiteren Entwicklung hinderlich sein mußte, daß bedeutende Teile der Erdkruste und -oberfläche, der Wasser- und Lufthülle immer noch unbekannt waren. Schon die ersten Pläne für das Internationale Geophysikalische Jahr 1957/58 (IGY), die auf das Jahr 1950 zurückgehen, hatten das Hauptgewicht auf die Feststellung gelegt, daß ein weiterer Fortschritt der Geophysik nur durch synoptische Beobachtungen auf der *gesamten* Erdoberfläche zu erwarten sei. Durch die Teilnahme von 66 Nationen wurde das IGY zur bisher umfassendsten wissenschaftlichen Zusammenarbeit. Im Juli 1955 fanden sich in Paris die Vertreter von 11 Nationen[1]) zu einer Antarktiskonferenz ein, um ihre Pläne zu diskutieren und gegenseitig abzustimmen. Diese sind inzwischen verwirklicht worden: während des IGY und der anschließenden Internationalen Geophysikalischen Kooperation 1959 (IGC) waren südlich von 60° Breite 46 Observatorien gleichzeitig in Tätigkeit (vgl. Tabelle 1). 25 Stationen auf der Hauptmasse des ant-

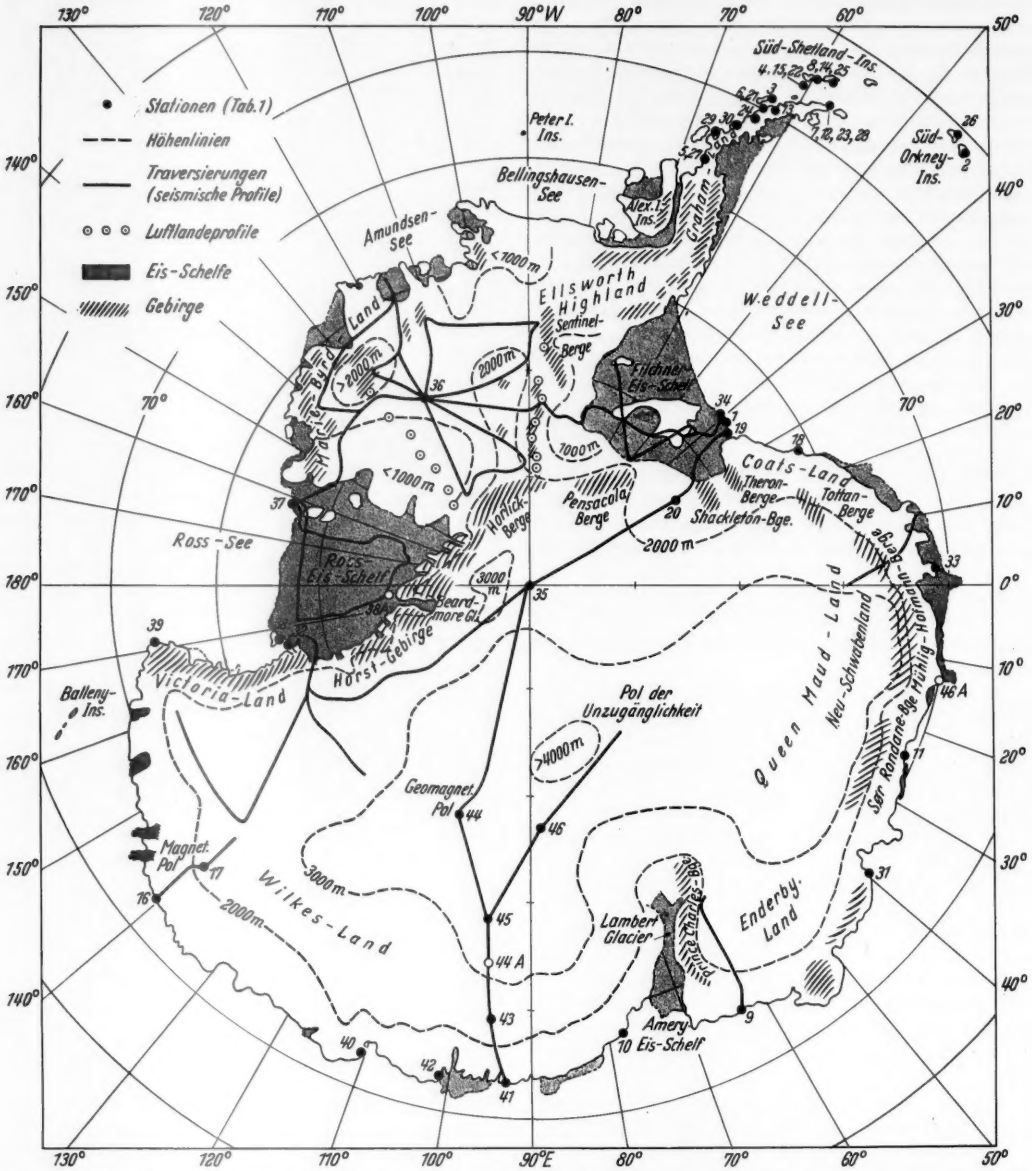


Fig. 1. Die Antarktis während des IGY 1957 bis 1958 und der IGC 1959. Die Nummern der Stationen decken sich mit Tabelle 1. Routen der Traversierungen und Höhenlinien sowie Gebirge schematisch

[1]) Argentinien, Australien, Belgien, Chile, Frankreich, Großbritannien, Japan, Neuseeland, Norwegen, USA, UdSSR.

arktischen Kontinents waren für das IGY, zum Teil unter großen Schwierigkeiten, errichtet worden, acht davon am Inlandeis, wo bis zum Jahre 1955 nie eine Station bestanden hatte (Fig. 1). Von den 21 argentinischen, britischen und chilenischen Stationen auf Graham-Land und den Süd-Orkney- und Süd-Shetland-Inseln waren einige bereits seit mehreren Jahren in Tätigkeit; es ist der Beginn einer Besiedlung des antarktischen Kontinents, wobei der „Falkland Islands Dependencies Survey" durch detaillierte Kartierungen wertvollste Erschließungsarbeit geleistet hat und noch leistet. Dazu kamen weitere acht Stationen auf den subantarktischen Inseln; an diesen Arbeiten beteiligte sich als zwölfte Nation auch die Südafrikanische Union, die heute die norwegische Station am antarktischen Kontinent weiterführt.

Diese imponierende Zahl von gleichzeitig tätigen Observatorien läßt leichter die großen Mittel und den Umfang der Planungsarbeit abschätzen, die zur Entsendung der Expeditionen erforderlich waren, als das schwer vorstellbare Maß an Opferbereitschaft und Verzicht bei den Beobachtern. Wenn auch die moderne Technik das Leben in den Polargebieten heute vergleichsweise leicht und angenehm gemacht hat, so sind diese doch weiterhin eine lebensfeindliche Umwelt, die den Menschen ihre Grenzen in mehrfacher Hinsicht zu demonstrieren vermag. Die große Zeit der Erforschung der Antarktis, die mit dem IGY und der IGC begonnen hat, ist nicht auf diesen bedeutungsvollen Abschnitt der Kulturgeschichte beschränkt geblieben. Die Mehrzahl der Observatorien ist heute noch tätig — am Inlandeis Amundsen-Scott, Byrd und Vostok —, und alles deutet darauf hin, daß die an dem Erschließungswerk beteiligten Nationen entschlossen sind, dieses letzte große Stück der Erdoberfläche — um nichts zu früh — der bekannten Welt einzugliedern. Die bis heute vorliegenden Ergebnisse lassen bereits erkennen, daß diesen Bemühungen ein voller Erfolg beschieden war.

Es kann sich an dieser Stelle nicht darum handeln, einen Überblick über sämtliche Probleme zu geben, die man während des IGY und der IGC in der Antarktis studiert hat, obwohl alle geophysikalischen Erscheinungen miteinander vielfach verflochten sind. Nicht berichtet soll werden über den Problemkreis der *Physik der hohen Atmosphäre* als Ausdruck der Sonnentätigkeit, also über die Beobachtung des Polarlichtes, des Nachthimmelsleuchtens, der Ionosphäre, des erdmagnetischen Felds und seiner Störungen sowie der kosmischen Strahlung. Diese Studien versprechen in den Polargebieten wegen der Nähe der magnetischen Pole und wegen der langen Perioden mit dauernder bzw. ohne jede Sonnenstrahlung besonders interessante Ergebnisse. Man hat bisher sehr wenig darüber gewußt, bis zu welchem Maß Polarlichterscheinungen und ihre geomagnetischen und ionosphärischen Begleiterscheinungen in beiden Polargebieten gleichzeitig ablaufen. Aus dem Grad der Übereinstimmung dieser Erscheinungen in beiden Polargebieten sind Aufschlüsse zu erwarten über die elektrischen Stromsysteme in der hohen Atmosphäre, über die dreidimensionale Struktur des erdmagnetischen Feldes sowie über die Wechselwirkungen zwischen dem erdmagnetischen Feld und der Ionosphäre. Die dichte Besetzung des antarktischen Kontinents mit Observatorien hat es erlaubt, Stationsketten von Pol zu Pol

Tabelle 1. *Stationen in der Antarktis südlich von 60° Breite während des IGY 1957 bis 1958 und der IGC 1959*

	Argentinien			
1.	General Belgrano	77° 58′ S	38° 44′ W	
2.	Orcadas	60 44	44 44 W	
3.	Melchior	64 20	62 59 W	
4.	Decepciòn	62 59	60 43 W	
5.	General San Martin	68 08	67 06 W	
6.	Almirante Brown	64 53	62 52 W	
7.	Esperanza	63 24	56 59 W	
8.	Teniente Camara	62 37	59 57 W	
	Australien			
9.	Mawson	67 36	62 53 E	
10.	Davis	68 35	77 58 E	
	Belgien			
11.	Roi Baudouin (seit Jan. 58)	70 26	24 19 E	
	Chile			
12.	Bernardo O'Higgins	63 19	57 54 W	
13.	Gonzalez Videla	64 49	62 51 W	
14.	Arturo Pratt	62 28	59 37 W	
15.	Pedro Aguirre Cerda	62 56	60 36 W	
	Frankreich			
16.	Dumont d'Urville	66 40	140 01 E	
17.	CHARCOT, 21.1.57—4.1.59	69 22	139 02 E	2403 m
	Großbritannien			
18.	Halley Bay	75 31	26 36 W	
19.	Shackleton	77 57	37 16 W	
20.	SOUTH ICE, 22.2.57—6.1.58	81 56	29 30 W	1350 m
21.	Port Lockroy	64 50	63 31 W	
22.	Deception Island	62 59	60 34 W	
23.	Hope Bay	63 24	56 59 W	
24.	Argentine Islands	65 15	64 16 W	
25.	Admiralty Bay	62 05	58 25 W	
26.	Signy Island	60 43	45 36 W	
27.	Horseshoe Island	67 49	67 17 W	
28.	View Point (Duse Bay)	63 32	57 24 W	
29.	Detaille Island	66 52	66 48 W	
30.	Prospect Point	66 00	65 24 W	
	Japan			
31.	Syowa	69 00	39 35 E	
	Neuseeland			
32.	Scott-Base (vgl. Nr. 39)	77 51	166 45 E	
	Norwegen			
33.	Norway Station	70 30	02 32 W	
	USA			
34.	Ellsworth	77 43	41 08 W	
35.	AMUNDSEN-SCOTT, 9.1.57 bis heute	90 00		2800 m
36.	BYRD, 10.1.57 bis heute	80 00	120 00 W	1515 m
37.	Little America V	78 11	162 10 W	
38.	McMurdo Sound	77 50	166 36 E	
38A.	Beardmore (nur Sommer)	83 30	175 00 E	
39.	Hallett (mit Neuseeland)	72 18	170 18 E	
40.	Wilkes	66 15	110 31 E	
	UdSSR			
41.	Mirnyj	66 33	93 01 E	
42.	Oazis	66 16	100 45 E	
43.	PIONERSKAJA, 27. 5. 56 bis 15. 1. 59	69 44	95 30 E	2700 m
44.	VOSTOK, 16.12.57 bis heute	78 27	106 52 E	3420 m
44A.	VOSTOK I, 12.4.—30.11.57	72 08	96 35 E	3140 m
45.	KOMSOMOLSKAJA, 6.11.57—10.1.59	74 05	97 29 E	3420 m
46.	SOVETSKAJA, 16.2.58 bis 3.1.59	78 24	87 35 E	3570 m
46A.	Lazarev, seit März 1959	69 58	12 55 E	

IGY-Stationen auf den subantarktischen Inseln

	Australien			
47.	Macquarie Islands	54 30	158 57 E	
	Frankreich			
48.	Port-aux-Français (Iles de Kerguelen)	49 20	70 14 E	
	Großbritannien			
49.	Stanley	51 42	57 52 W	
50.	Grytviken, South Georgia	54 17	36 30 W	
	Neuseeland			
51.	Campbell Island	52 33	169 09 E	
	Südafrikanische Union			
52.	Marion Island	46 53	37 52 W	
53.	Gough Island	40 19	09 54 W	
54.	Tristan da Cunha	37 03	12 18 W	

auf mehreren ausgewählten Meridianen anzulegen und damit erstmalig ein globales Bild der Ionosphäre zu erhalten. Neben der Klärung praktischer Fragen, die Ausbreitung von Radiowellen und die magnetische Navigation betreffend, ist nach Vorliegen der Auswertungen aller Beobachtungen auch eine Förderung der Theorie dieser Erscheinungen nicht nur zu erhoffen, sondern unausbleiblich.

Ein weiterer Problemkreis, dem die Bemühungen des IGY und der IGC gegolten haben, ist der *Wärme- und Wasserhaushalt der Erde*, der ebenfalls von der Sonnenstrahlung bestimmt wird. Ein Einblick in die komplizierten Vorgänge kann nur durch eine Synthese erzielt werden zwischen den Beobachtungsergebnissen der Meteorologie, der Ozeanographie und der Glaziologie. Das Studium der meteorologischen Zustände, von den bodennahen Luftschichten angefangen, wo die von der Sonne zugeführte Energie absorbiert wird, bis zu den Zirkulationen der höheren Atmosphäre, die Wärme und Wasserdampf transportieren, war bisher wesentlich behindert durch das Fehlen von gleichzeitigen Beobachtungen aus den höheren Südbreiten. Während des IGY war erstmalig eine Wetter-Analysenzentrale auf dem antarktischen Kontinent, in Little America V tätig. Da unvermeidliche Funkstörungen deren Arbeit besonders während der Winternacht gestört haben, wird das synoptische Beobachtungsmaterial der Südhalbkugel vom South-Africa Weather Bureau nach-analysiert werden; dasselbe geschieht für die Nordhemisphäre durch das US-Weather Bureau und für die Tropenzone durch den Deutschen Wetterdienst. Diese weltweiten Wetterkarten werden uns in die Lage versetzen, unsere Zirkulationsmodelle mit den Beobachtungen zu überprüfen und zu verbessern. Da die Zirkulationssysteme von der Land-Meer-Verteilung beeinflußt werden, müssen vergleichende Studien der Zirkulationen beider Hemisphären besonders erfolgversprechend sein, die bisher mangels gleichzeitiger adäquater Beobachtungen aus den hohen Südbreiten nicht befriedigend durchgeführt werden konnten. Da der Wärmehaushalt und die atmosphärischen Zirkulationen die ozeanischen Zirkulationen bedingen, sind die Ergebnisse der Ozeanographie von entscheidender Bedeutung für das Verständnis des Wärme- und Wasserhaushaltes. Das geht aus der gewaltigen Wärmekapazität der Weltmeere hervor und aus der Fähigkeit des Meerwassers, den CO_2-Gehalt der Atmosphäre zu regulieren; darüber hinaus ist in den jungen Sedimenten der Tiefsee die Klimageschichte der letzten Jahrmillionen aufgezeichnet. Das Gletschereis schließlich ist vorübergehend dem Wasserkreislauf entzogen, den wir ohne Kenntnis des antarktischen Inlandeises, das den überwiegenden Teil der heutigen Eisbedeckung der Erde repräsentiert, nicht richtig überblicken konnten. Zudem sind die Veränderungen der Gletscher vollständige, wenn auch schwierig lesbare Integrale der klimatischen Veränderungen. Da große Eismassen auch eine Rückwirkung auf die klimatischen Verhältnisse haben, ist ein gleichartiges Verhalten der Gletscher in verschiedenen Zirkulationsgebieten jedoch gar nicht als selbstverständlich zu erwarten. Das führt mitten hinein in die schwierige Frage der Eiszeiten, ihrer Entstehung und Gleichzeitigkeit in verschiedenen Gebieten unserer Erde. Noch sind die komplizierten Beziehungen zwischen Sonnenstrahlung, deren Reflexion an Schneeflächen und Wolken, Infrarotstrahlungshaushalt der Atmosphäre und Zirkulationen in der Atmosphäre und im Meer quantitativ so schwierig zu überblicken, daß es unklar bleibt, welche Änderung der Erdtemperatur bei gegebener Änderung der Sonnenstrahlung zunächst resultieren würde. Die Feststellung der heutigen und der früheren Masse des antarktischen Inlandeises, zusammen mit der Abschätzung seines heutigen Massen- und Energiehaushaltes muß ohne Zweifel zu den bedeutendsten Ergebnissen des IGY und der IGC gezählt werden, da wesentlich neue und überraschende Gesichtspunkte zur Diskussion dieser Probleme sich ergeben haben.

Damit in Verbindung wurden Beobachtungen über die *Struktur der Erdkruste* im Bereich der Antarktis gewonnen. Die Seismik hat durch Analyse natürlicher und künstlicher Erdbebenwellen, ergänzt durch gravimetrische Messungen, Aussagen aus Räumen erlaubt, die der direkten Beobachtung bisher noch verschlossen sind. Das bezieht sich sowohl auf die Grenze zwischen Erdkruste und Mantel als auch auf die Seismizität der Erde überhaupt, die in den hohen Südbreiten noch weitgehend unbekannt ist. Die nach den bisherigen Beobachtungsergebnissen sehr geringe seismische Aktivität am antarktischen Kontinent ist bereits ein wichtiges Ergebnis, das als weiterer Anhaltspunkt für die Ansicht gelten muß, daß die Ostantarktis einen der alten Kerne der Erdkruste darstellt. Die direkte geologische Untersuchung von zahlreichen neu entdeckten Gebirgszügen fügt Stein um Stein in das noch immer vielfach rätselhafte Mosaik des geologischen Bauplanes der Antarktis. Damit werden aber auch die empfindlichsten Lücken geschlossen, die eine globale Betrachtung der Geologie bisher so schwierig gemacht haben.

Besonderes Interesse beanspruchen heute in der Antarktis paläomagnetische Studien, die es gestatten, das magnetische Feld zur Zeit der Erstarrung von Eruptivgesteinen zu analysieren. Das übereinstimmende Ergebnis von Untersuchungen präkambrischer Gneise und paläozoischer Intrusionen[1]) läßt eine von der heutigen Feldrichtung stark abweichende Magnetisierung erkennen. Das gilt auch noch in gewissem Maße für die gewaltigen jurassischen Doleritgänge in den Beacon-Serien[2]) der Ostantarktis, aber eindeutig nicht mehr für die jungen Laven aus dem Tertiär und Quartär, deren Magnetisierung mit dem heutigen Feld völlig übereinstimmt [*2*]. Demnach dürfte der antarktische Kontinent erst in der späten Kreide in hohe geomagnetische Breiten gelangt sein. Das könnte erklären, warum bis jetzt am antarktischen Kontinent keine Spuren der permo-karbonen Vereisung gefunden werden konnten, obwohl die Ostantarktis ganz offensichtlich ein Teil des alten Gondwana-Kontinents war, aber damals offenbar in einer niedrigeren Breite. Diese Ergebnisse stehen nicht isoliert, sie sind komplementär zu ähnlichen Untersuchungen in Südafrika und Australien. Der Versuch, nur auf Grund paläomagnetischer Ergebnisse den Gondwana-Kontinent zu rekonstruieren, führt zu einem Resultat, das weitgehend den Vorstellungen ALFRED WEGENERs entspricht. Es hat ohne Zweifel Bewegungen der alten Kontinentalschollen relativ zueinander und zu den Polen gegeben. Die paläomagnetischen Ergebnisse aus der Antarktis

[1]) Intrusion = unterirdisches Eindringen des Magmas zwischen andere Gesteine.

[2]) Vgl. Fußnote 1 auf S. 361.

sind jedenfalls geeignet, die etwas vorzeitig abgelehnte Drifthypothese neu zu beleben [3]. Dieses Beispiel zeigt deutlich, in welchem Umfang die neue und vertiefte Kenntnis der Antarktis unser geophysikalisches Erdbild zu beeinflussen vermag. Im folgenden soll lediglich der Eishaushalt der Antarktis und der diesen bedingende Wärmehaushalt näher betrachtet werden.

Die heutige Eisbedeckung und die subglaziale Topographie des antarktischen Kontinents

Wir kennen heute die Mächtigkeit des antarktischen Eises auf 15 langen Profilen (vgl. Karte Fig. 1), die durch seismische Sondierungen in Abständen von 50 bis 80 km, ergänzt durch gravimetrische Messungen alle 5 bis 8 km, gewonnen worden sind. Dadurch ist die Revolution unserer Vorstellungen von der Eisbedeckung des antarktischen Kontinents im wesentlichen abgeschlossen, die durch das erste seismische Profil eingeleitet wurde, das GORDON DE Q. ROBIN [4] während der „Norwegian-British-Swedish Antarctic-Expedition 1949—1952" in Königin-Maud-Land angelegt hatte. Die bis dahin diskutierte Auffassung kann nicht aufrecht erhalten werden, daß die im Gegensatz zu anderen Kontinenten große mittlere Höhe des antarktischen Kontinents (die schon im Jahr 1909, als noch sehr wenig davon bekannt war, von W. MEINARDUS aus Luftdruckbeobachtungen mit 2250 m bemerkenswert richtig berechnet worden war), zurückzuführen sei auf eine gehobene, von einer relativ dünnen Eisschicht bedeckte Landmasse [5], [6]. Nach den bis heute vorliegenden Ergebnissen liegt der Felssockel in weiten Gebieten des antarktischen Kontinents nahe dem heutigen Meeresniveau, zum Teil sogar erheblich tiefer, so daß die mittlere Höhe der Oberfläche angenähert der mittleren Eismächtigkeit entspricht.

Das von A. P. CRARY [7] im Südsommer 1958/59 auf 78° Südbreite 650 km weit in das Victoria-Land studierte Profil zeigt diese Verhältnisse sehr charakteristisch (Fig. 2). Hinter dem antarktischen Horstgebirge liegt hier kein hohes Felsplateau, das Gebirge wirkt als Damm, der das Eis aufstaut. Die größte Eisdicke von über 3000 m wurde 450 km landeinwärts erlotet, über einem Felssockel, der vermutlich wegen der Eislast einige Hektometer unter dem Meeresniveau liegt. Das ist typisch für den Nordteil des Victoria-Landes, wo die von F. VAN DER HOEVEN im Südsommer 1959/60 geleitete Traversierung durchwegs den Felssockel unter dem Meeresniveau liegend gefunden hat [8], aber eher eine Ausnahme in der Osthälfte des antarktischen Kontinents. Im französischen Profil von Dumont d'Urville über Charcot hinaus hat B. IMBERT Eisdicken bis 3000 m auf einem wenig um das Meeresniveau schwankenden Felssockel gefunden [9]. Im Profil der „Australian National Antarctic Research Expedition", das längs des 62. östlichen Meridians 650 km weit nach Süden erstreckt werden konnte, liegt das Eis gut 2000 m mächtig auf einem überwiegend flachen Felssockel, dessen Höhe nur wenig vom Meeresniveau abweicht. Die größte Eisdicke von 2700 m befindet sich südlich eines Gebirges von über 2000 m Höhe, das noch völlig vom Eis überflossen wird [10]. Die zweite und dritte sowjetische Antarktisexpedition 1956 bis 1959 hat von Mirnyj ausgehend ein 2100 km langes Profil über Pionerskaja, Komsomolskaja und

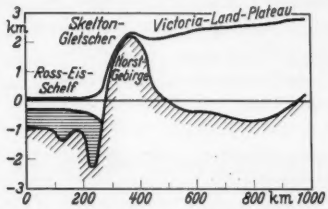


Fig. 2. Seismisches Profil der US-Antarktis-Expedition 1958 bis 1959 vom Ross-Eis-Schelf über den Skelton-Gletscher auf das Victoria-Land-Plateau. Das Horstgebirge staut als gewaltiger Damm das Eis und erlaubt ein Überfließen nur in einigen Talsenken (nach [7])

Sovetskaja bis in das Gebiet des „Pols der relativen Unzugänglichkeit" bei 82° Südbreite und 55° östlicher Länge in 3720 m Höhe vorangetrieben. Das Ergebnis der Eisdickenmessungen zusammen mit der nicht einfach feststellbaren Höhe[1]) des Plateaus zeigt (Fig. 3a) bis etwa 1000 km Randabstand vorwiegend flaches Land unter dem Eis, dessen Mächtigkeit hier 3500 m erreicht [11]. Dann verringert sich die Eismächtigkeit trotz weiter ansteigender Plateauhöhen; unter der Station Sovetskaja (3570 m) liegt der Felssockel 1740 m hoch, und er steigt weiter nach Süden unregelmäßig

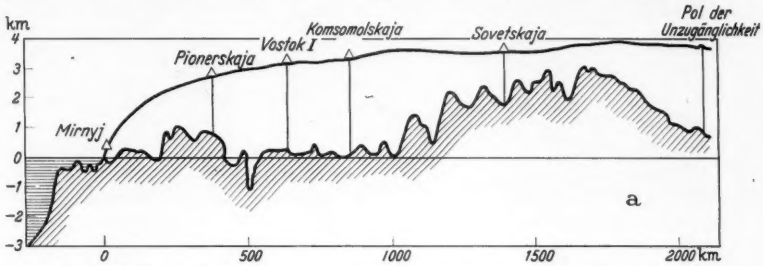


Fig. 3a. Seismisches Profil der Sowjetischen Antarktis-Expedition 1956 bis 1959 von Mirnyj in das Gebiet des Pols der Unzugänglichkeit bei 82° Süd und 55° Ost (nach [11])

bis auf 3000 m an. Über den höchsten Gipfeln dieses Gebirges liegen immer noch 900 m Eis; sein Verlauf ist noch nicht bekannt und aus der Topographie der Oberfläche des Inlandeises nicht zu erkennen. Am Pol der Unzugänglichkeit wurde der Felsgrund in einer Höhe von 770 m gefunden, überlagert von 2950 m Eis. Das sowjetische seismische Profil von Komsomolskaja über Vostok zum geographischen Südpol hat ein ausgedehntes Tiefland unter dem Eis erkennen lassen (Fig. 3b). Der Felsgrund am Südpol liegt etwa im Meeresniveau, 2800 m unter der heutigen Schneeoberfläche [12]. Den höchsten Felssockel — auf weite Strecken zwischen 1000 und 2000 m über dem Meer — hat G. PRATT [13] während der „Commonwealth Trans-Antarctic Expedition 1957/58" auf der Strecke Südpol—Skelton-Gletscher gefunden. Dieser hohe, noch mit gut 1000 m Eis bedeckte Felssockel

[1]) Bisher sind bei Reisen über das Inlandeis der Antarktis vorwiegend Methoden der barometrischen Höhenmessung angewendet worden. Ein exaktes Nivellement könnte zu erheblichen Korrekturen der Oberflächenhöhen führen; es wäre besonders für gravimetrische Aufgaben wünschenswert.

dürfte ein Teil des großen antarktischen Horstgebirges sein, dem die Expedition in einem Abstand von 200 bis 300 km gefolgt ist.

Diese nur ganz kurz referierten wichtigsten Resultate der seismischen Profile lassen erkennen, daß die Ostantarktis[1]) offenbar eine Kontinentalscholle ist, mit ausgedehnten Flachländern und durchzogen von einigen hohen Gebirgen. Auch die heute unter das

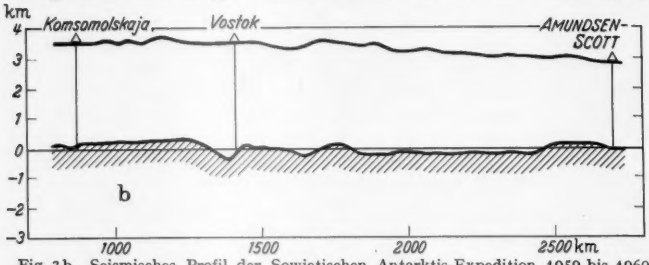


Fig. 3b. Seismisches Profil der Sowjetischen Antarktis-Expedition 1959 bis 1960 von Komsomolskaja über Vostok zum geographischen Südpol. Das Profil Fig. 3b zweigt bei Komsomolskaja von dem Profil Fig. 3a ab; die Strecke Mirnyj—Komsomolskaja ist für beide Profile identisch. Die Entfernungen sind von Mirnyj aus gezählt (nach [12])

Meeresniveau herabgedrückten Teile der Kruste würden nach einem Abschmelzen des Eises durch die nachfolgende isostatische Reaktion Festland werden. Der Küstenverlauf würde, bis auf einige unter dem Eis zum Vorschein kommende fjordartige Täler, im wesentlichen unverändert bleiben. Für die Entscheidung der Frage, ob ein Kontinent unter dem Eis liegt, liefert die Tiefe der Mohorovičić-Diskontinuität ein wichtigeres Kriterium als die heutige Höhe der Felsoberfläche

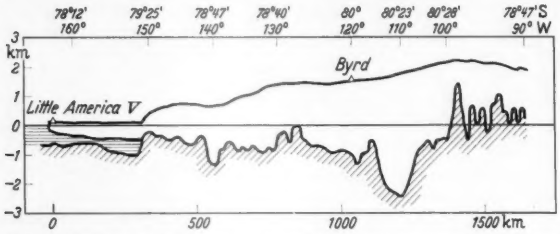


Fig. 4. Seismisches Profil der US-Antarktis-Expedition 1957 bis 1958 von Little America V zu den Sentinel-Bergen. Bei 80° 23' S und 109° 51' W die größte bisher seismisch gemessene Eisdicke von 4270 m. (Daten nach [19])

relativ zum Meeresspiegel. Die Registrierungen der in der Antarktis tätigen Seismographen sind daraufhin ausgewertet worden; für Beben, deren Epizentrum im südlichen Teil des Indischen Ozeans lag, konnte so für Wilkes-Land und Victoria-Land eine für Kontinente charakteristische Dicke der Erdkruste von etwa 35 km nachgewiesen werden [16] und durch gravimetrische Messungen auch im Profil Mirnyj-Pionerskaja [17]. Allerdings trifft das nicht für sämtliche analysierten Wellenbahnen durch die Ostantarktis zu [18], und weitere Ergebnisse müssen abgewartet werden, bevor endgültige Aussagen möglich sind.

[1]) Ost- und Westantarktis werden getrennt durch die kürzeste Verbindung zwischen Ross-Eis-Schelf und Filchner-Eis-Schelf. Die als Ostantarktis bezeichnete Hauptmasse des antarktischen Kontinents (wie wir ihn heute sehen) liegt somit im wesentlichen auf östlichen Meridianen, die kleinere Westantarktis zur Gänze auf westlichen Meridianen. Die gegen diese klare Bezeichnung immer wieder vorgetragenen Bedenken [14], [15] sind nicht sehr stichhaltig: Von Neuseeland oder Hawaii aus gesehen liegt die westliche Hemisphäre als geographischer Begriff ebenfalls im Osten und die östliche Hemisphäre im Westen, ohne daß daraus eine Konfusion entstanden wäre.

Ganz andere Verhältnisse werden in der Westantarktis angetroffen. Schon das erste seismische Profil, gemessen im Februar 1957 von Little America V zur Byrd-Station (Fig. 4), ergab fast durchaus Eismächtigkeiten, welche die Meereshöhe des Plateaus weit übertrafen. Die Byrd-Station (1515 m) steht auf Eis, das 2570 m mächtig ist, der Felssockel liegt hier mehr als 1000 m *unter* dem heutigen Meeresniveau [19].

Um die Ausdehnung dieser unerwarteten Verhältnisse festzustellen, haben amerikanische Seismiker, Glaziologen und Geologen begonnen, die Westantarktis mit einem dichten Netz von Traversierungen zu überdecken (vgl. Karte). Im Südsommer 1957/58 wurde das Gebiet nordöstlich der Byrd-Station studiert. Zwischen dem neuentdeckten Schildvulkan Mt. Takahe (76° S, 112° W, 3480 m) und den bereits 1935 von Lincoln Ellsworth erstmalig aus der Luft gesichteten Sentinel-Bergen (78° S, 86° W) sank der strukturarme Felsboden fast 2000 m unter das Meeresniveau ab. Während der Rückfahrt, etwa 175 km östlich der Byrd-Station, wurde mit 4270 m die größte Eismächtigkeit seismisch erlotet. Da sich das Schneeplateau in dieser Gegend nur bis zu einer Höhe von 1700 m erhebt, ergibt sich das völlig neue Bild eines zur Gänze von Eis erfüllten Meeresbeckens von 2500 m Tiefe (vgl. Fig. 4).

Die Vermessung der Sentinel-Berge hat bestätigt, daß sie das bedeutendste junge Hochgebirge am antarktischen Kontinent sind. Fünf Gipfel erheben sich, soweit bis heute bekannt geworden ist, über 4000 m, der höchste erreicht 4675 m Höhe (Fig. 5). Die vorliegenden Gesteinsproben, stark gefaltete metamorphe Quarzite und Chloritschiefer [20], machen es wahrscheinlich, daß die Sentinels ein Teil der andinen Faltung sind; zur endgültigen Beantwortung dieser Frage sind jedoch weitere Studien erforderlich. Die Formen sind schroff mit hohen Felswänden und scharfen Graten, gewaltige Eisströme fließen zum Filchner-Eis-Schelf ab.

Im Südsommer 1958/59 wurde auch südlich der Byrd-Station der Felssockel bis zu 1000 m unter dem Meeresniveau liegend festgestellt. Das gleiche Ergebnis lieferten weitere sieben Messungen der Eisdicke am 130. westlichen Meridian zwischen 78° und 85° Südbreite. Die Wissenschaftler wurden von Flugzeugen der US-Navy an den Meßpunkten abgesetzt [21]. Bei etwa 85° Südbreite konnte die östliche Fortsetzung der 1934 von der zweiten Expedition R. E. Byrds entdeckten Horlick-Berge gefunden werden, die bis etwa 85° westlicher Länge verfolgt wurden. Die plateauartigen, 2000 bis 3000 m hohen Gipfel brechen mit steiler Böschung nach Norden ab. Im Zuge der geologischen Untersuchung wurden mehrere Gipfel bestiegen, darunter der Mt. Glossopteris (85° S, 114° W etwa 3000 m), dessen Name wegen der reichen Funde des Leitfossils der permischen Sedimente vorgeschlagen wurde. Das geologische Profil [22] — auf präkambrischem Sockel devonische Grauwacken und in mächtiger Folge ungestörte karbone und permo-karbone Beaconsandsteine abwechselnd mit dünnen Kohlenflözen und Pflanzenfossilien (die sog. Beacon-

Serien[1]) — hat eindeutig die Zugehörigkeit der Horlicks zum großen antarktischen Horstgebirge ergeben. Fig. 6 aus den neuentdeckten östlichen Horlickbergen zeigt gut die charakteristische massive Blockstruktur; die letzte Phase der Hebung, verbunden mit einer leichten Kippung der Blöcke nach Süden, hat vermutlich im Tertiär stattgefunden.

Im März 1959 hat J. PIRRIT von der Byrd-Station aus die Executive Committee-Berge (bei 77° S, 126° W) erreicht, wo frühere Lufterkundung einen Berg von 6000 m Höhe festgestellt haben wollte, der in der Literatur vielfach als höchster Berg der Antarktis genannt wird. Es wurden mehrere große, offenbar erloschene Schildvulkane mit starker Eisbedeckung gesichtet, die Gesteinsproben ergaben vorwiegend Olivin-Basalt, überlagert von Tuffen [*16*], [*23*]. Der höchste Gipfel (Mt. Sidley) wurde mit 4168 m Höhe vermessen (Fig. 7), der 6000 m-Berg existiert somit auf der angegebenen Position nicht. Im Südsommer 1959/60 wurde von der Byrd-Station aus die Küste der Amundsen-See erreicht und die Traversierung nach Westen, entlang dem Getz-Eis-Schelf, bis zu den Edsel-Ford-Bergen fortgesetzt, bevor die Rückkehr zur Byrd-Station angetreten wurde. Der Felssockel konnte meistenteils über dem Meeresniveau liegend festgestellt werden, die zahlreich besuchten Nunataker[2]) waren vorwiegend aus vulkanischem Gestein aufgebaut. Damit ist der größere Teil von Marie Byrd-Land als gebirgige Insel vulkanischen Ursprungs erkannt [*23*].

Eine weitere Reduzierung hat der Westteil des antarktischen Kontinents durch die seismischen Sondierungen am Filchner-Eis-Schelf im Südsommer 1957/58 erfahren. Zwischen 35° und 70° westlicher Länge schwimmt die Eistafel, deren Mächtigkeit von 250 bis 300 m im Norden auf 500 bis 750 m nach Süden zunimmt, bis auf mindestens 82° Südbreite; nur im mittleren Teil nördlich von 80° Südbreite sitzt das Eis auf der Berkner-Insel auf [*24*]. Mit etwa 415 000 km² ist der Filchner-Eis-Schelf viel größer als bisher angenommen und dem Ross-Eis-Schelf vergleichbar, der 545 000 km² bedeckt. Dieser wurde im gleichen Sommer von A. P. CRARY studiert; er schwimmt vermutlich in seiner ganzen Ausdehnung wobei die Eisdicke von 250 bis 300 m am Nordrand auf 600 bis 900 m im Südostteil zunimmt [*7*]. Nur auf der kleinen Roosevelt-Insel, südlich von Little America, sitzt das Schelfeis auf. Die Ostküste des Ross-Eis-Schelfs und die Südküste des Filchner-Eis-Schelfs, wie die heutigen Karten sie zeigen, sind nur zum kleinen Teil echte Küsten. Sie geben roh die Grenze an zwischen dem schwimmenden Schelfeis und dem am Meeresgrund aufsitzenden Eis, das den „Kontinent" aufbaut. Das hat das Profil von Little America zur Byrd-Station ebenso gezeigt wie das von der Ellsworth-Station zur Byrd-Station im Sommer 1958/59 gefahrene. Auf der ganzen 2000 km langen Strecke wurde der Felssockel nur zwischen 85° und 92° westlicher Länge (auf 82° Südbreite) über dem Meeresniveau angetroffen, die größte Eisdicke war 3660 m [*25*]. Dort durchstoßen auch einige Berge, aufgebaut aus dunklem Hornfels in scharfem Kontakt mit hellbraunem Pegmatit und Granodiorit, die etwa 2000 m hohe Oberfläche des Inlandeises [*26*].

Die letzten Informationen zur Klärung der alten Frage, die schon BRUCE, FILCHNER und SHACKLETON beschäftigt hatte, ob eine Meeresverbindung zwischen Ross-See und Weddell-See den antarktischen Kon-

Fig. 5. Sentinel-Berge von Osten. Der höchste Gipfel etwas links der Bildmitte, wurde mit 4675 m vermessen. Flugaufnahme aus 6000 m Höhe vom 15. Dezember 1959 durch U.S. Navy für U.S. Geological Survey

[1]) Die Beacon-Sandsteine und die Beacon-Serien wurden von H. T. FERRAR während der „Discovery"-Expedition 1901—1904 so benannt und erstmalig aus der Umgebung des Ferrar-Gletschers im Victoria-Land beschrieben (vgl. [*46*]).

[2]) Nunatak ist ein grönländisches Wort und bezeichnet einen aus dem Inlandeis herausragenden Berg.

tinent teile, wurde im Südsommer 1959/60 von E. THIEL [27] gesammelt. Am 88. westlichen Meridian zwischen den Sentinel- und den Horlickbergen, wurden an acht Punkten Wissenschaftler mit dem Flugzeug abgesetzt, um die Eisdicke zu messen und die vier im Profil gefundenen Nunataker geologisch zu studieren. Diese sind aus Granit und stark gefalteten Sedimenten aufgebaut, vermutlich zur andinen Faltung gehörig, die sich somit bei etwa 90° westlicher Länge an das antarktische Horstgebirge anlehnt. Diese einzige Landverbindung zwischen West- und Ostantarktis ist unterbrochen, denn zwischen den Nunatakern sinkt der Fels bis auf einige Hektometer unter das Meeresniveau ab. Nach einem eventuellen Abschmelzen des Eises und beendeter isostatischer Hebung wäre die Landbrücke höchstens noch durch schmale und seichte Kanäle zwischen Weddell-See und Ross-See unterbrochen, eine Wasserverbindung unter dem Eis besteht jedenfalls nicht. Dagegen verbindet ein breiter und tiefer, völlig von Eis erfüllter Kanal die innere Ross-See mit der Amundsen-See, und in diesem Südsommer 1960/61 wird untersucht werden, ob er sich auch zur Bellingshausen-See erstreckt.

Nach den bis heute vorliegenden gravimetrischen Messungen (deren Deutung allerdings vielfach durch die zu wenig genau bekannten Seehöhen erschwert wird) zu schließen, befindet sich der antarktische Kontinent heute sehr nahe dem isostatischen Gleichgewicht, was als ein Hinweis auf das große Alter der Eisbedeckung gewertet werden kann. Jüngere Strandlinien, die rezente Hebungen andeuten, sind bisher nur sehr selten gefunden worden. In diesem Fall des Gleichgewichtes kann man aus dem Dichteverhältnis der Erdkruste (2,7) zu Eis (0,9) schließen, daß nach einer Entfernung der Eisdecke ein neuer Gleichgewichtszustand sich ergeben würde, wenn die antarktische Kontinentalscholle um etwa ein Drittel der heutigen Eismächtigkeit aufsteigen würde. Diese Angabe ist natürlich nur eine Größenordnung, deren Realisierbarkeit von der Möglichkeit kompensierender Bewegungen in den tieferen Teilen des Mantels abhängt; dennoch erscheint es gesichert, daß das Gebiet des erwähnten „Kanals" auch nach völliger isostatischer Kompensation von einem relativ flachen Meer eingenommen werden würde. Damit erscheint Marie Byrd-Land als große gebirgige Insel vom Westteil der Antarktis separiert. Offenbar haben ursprünglich zwei Gebirgsvergletscherungen, von der Executive Committee Range und den Sentinel-Bergen her, eine bis zu 2000 m tiefe Meeresstraße allmählich mit Eis erfüllt

Fig. 6. Östlicher Teil der Horlick-Berge von Norden. Der höchste Gipfel, etwa in Bildmitte, wurde mit 2763 m vermessen, die Höhe des Steilabbruches beträgt 1000 m. Flugaufnahme aus 6000 m Höhe vom 27. Dezember 1959 durch U.S. Navy für U.S. Geological Survey

und die heutige Eiskappe bis zu einer Höhe von über 1500 m aufgebaut. Das ist eine völlig neue Vorkaum mehr ein Zweifel, daß sich das antarktische Horstgebirge vom Nordteil des Victoria-Landes bis

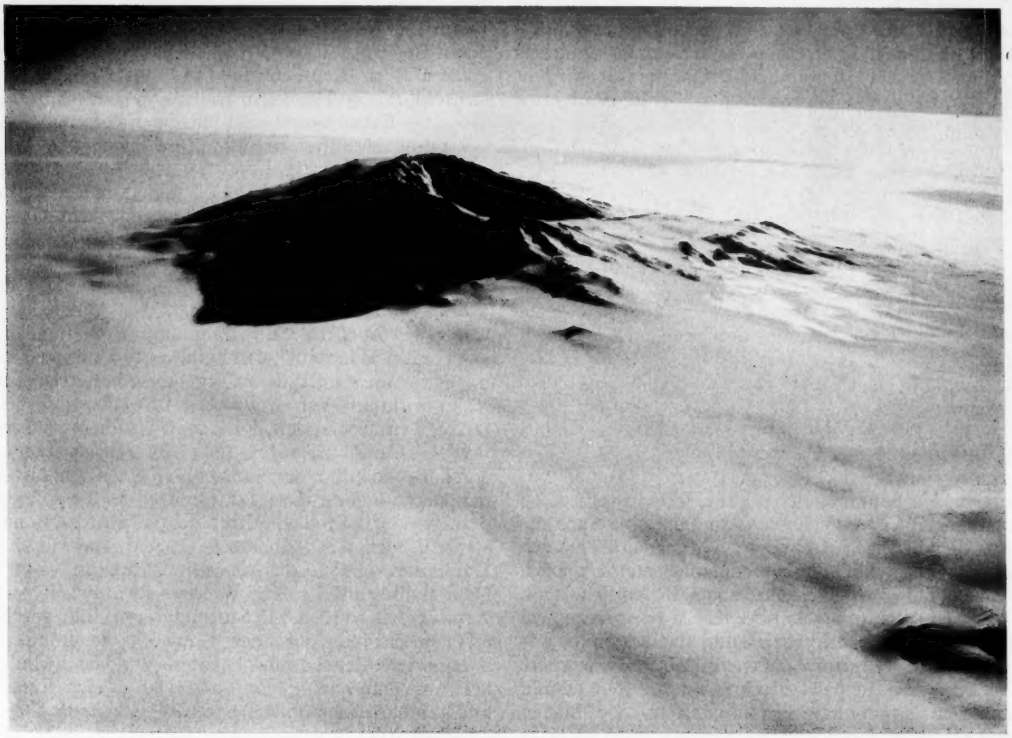


Fig. 7. Der höchste Berg in der Executive Committee Range (Mt. Sidley, 4168 m) von Westen. Flugaufnahme aus 6000 m Höhe vom 6. Januar 1960 durch U.S. Navy für U.S. Geological Survey

stellung, die durch die Oberflächenform des Inlandeises und die Topographie des Felsgrundes im Westteil der Antarktis begründet wird. Die Oberfläche des Inlandeises zeigt auch, daß offenbar kein wesentlicher Eiszustrom aus der Ostantarktis in das Gebiet der Westantarktis stattfindet, daß die heutige Eiskappe sich aus mehreren, zunächst voneinander unabhängigen Schwerpunkten der Vereisung gebildet hat. Das antarktische Horstgebirge wirkt wohl auch hier als Damm, der nur in Richtung zum Filchner-Eis-Schelf unterbrochen sein dürfte.

Die Fortsetzung des Horstgebirges gegen das Gebiet des Filchner-Eis-Schelf wurde bereits 1956 durch Flugzeuge der US-Navy gesichtet und Pensacola-Range genannt. Ein Teil davon, das Dufek-Massiv, wurde während der Traversierung des Filchner-Eis-Schelfs besucht (83°30′ S, 50 bis 54° W). Die geologische Untersuchung [*28*] hat einen horizontal gebänderten, basischen magmatischen Komplex von Gabbro und Norit ergeben, der bei Gipfelhöhen zwischen 2000 und 3000 m zum Teil scharfe hochalpine Formen erkennen läßt (Fig. 8). Offenbar ist das Massiv als ein Block in seine heutige Höhe gehoben worden, wobei lediglich eine leichte Kippung nach Osten eingetreten ist. Die für das antarktische Horstgebirge charakteristischen Sedimente der Beacon-Serie fehlen im Dufek-Massiv, treten aber weiter im Nordosten, in den von der Commonwealth Trans-Antarctic Expedition entdeckten Shackleton- und Theron-Bergen, wieder typisch in Erscheinung [*29*]. Es besteht demnach

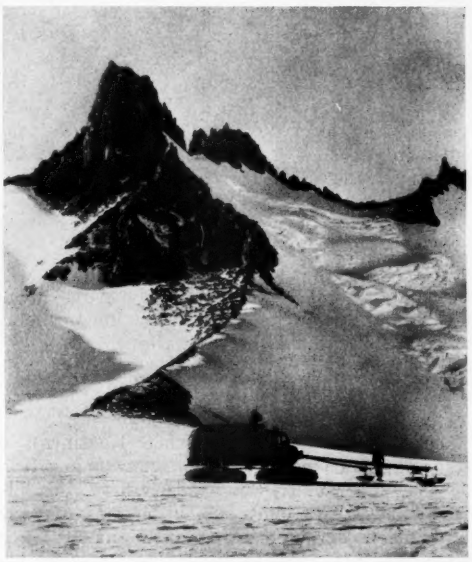


Fig. 8. Mt. Wisconsin im Dufek-Massiv. Im Vordergrund eine Sno-cat mit Spalten-Detektor der Ellsworth-Traversierungsgruppe 1957 bis 1958. Photo JOHN C. BEHRENDT, USNC-IGY

nach Neu-Schwabenland verfolgen läßt. Mit einer Länge von etwa 4000 km ist dieses Hochgebirge eine der großartigen Strukturen der Erdoberfläche.

Im Gegensatz zur Ostantarktis würde die Westantarktis ihr Ansehen sehr stark verändern, wenn das Eis einmal abschmelzen sollte. Mehrere gebirgige Inseln sind heute durch eine mächtige Eismasse überdeckt und mit dem echten Kontinent Ostantarktis verbunden. Die Mohorovičić-Diskontinuität wird in der Westantarktis nur unter den Gebirgen in etwa 36 km Tiefe angetroffen, sonst zumeist in Tiefen geringer als 30 km [*30*]. Auch das deutet darauf hin, daß die Westantarktis ein Archipel ist [*16*], dessen Entstehung und geologischer Bau kompliziert und heute noch schwer verständlich sind.

Alle bisherigen Schätzungen der heute in der Antarktis als Eis gebundenen Wassermassen, deren Mittelwert 18,5 Millionen km³ Eis betrug [*31*], haben sich als viel zu niedrig erwiesen. Der wahre Wert dürfte nahe bei 28 Millionen km³ liegen und damit um 50% größer sein als bisher angenommen; A. CAILLEUX [*32*] ist mit 26 Millionen km³ der Wahrheit am nächsten gekommen. Das antarktische Eis repräsentiert somit etwa 91% des Eises der Erde, das Inlandeis Grönlands etwas mehr als 8% und alle übrigen Gletscher zusammen nicht ganz 1%. A. BAUER [*33*] hat vor kurzem den Rauminhalt des antarktischen Eises zu 30 Millionen km³ berechnet; darin sind aber auch die unter dem heutigen Meeresspiegel liegenden Eismassen eingeschlossen, die für die Abschätzung einer möglichen Hebung des Meeresspiegels ohne Bedeutung sind. Auch wenn man nur das über das Meeresniveau sich erhebende Eis berücksichtigt und das schwimmende Schelfeis außer Betracht läßt, ergibt sich die mittlere Eismächtigkeit in der Antarktis zu gut 2000 m und damit ein Rauminhalt von mindestens 27 Millionen km³ Eis. Ein eventuelles Abschmelzen des antarktischen Eises müßte einen Anstieg des Spiegels aller Weltmeere um mindestens 60 m zur Folge haben. Diese Zahl läßt sich nicht genauer angeben, da kompensierende Krustenbewegungen und eine Ausdehnung der Fläche der Weltmeere durch Überflutung der Flachländer vermindernd wirken müßte; die Größenordnung ist jedoch zutreffend. Wegen der weltweiten Konsequenzen jeder Veränderung des Eisvolumens besteht eine über das wissenschaftliche Anliegen hinausgehende Verpflichtung dazu, das frühere und besonders das heutige Verhalten des antarktischen Eises zu studieren. Es ist schwierig, auf diese Fragen, die auch für die Theorie der Eiszeiten von größter Bedeutung sind, heute schon eine bindende Antwort zu geben. Die in rascher Folge bekannt werdenden Ergebnisse lassen aber bereits weitgehend übereinstimmende und ebenfalls überraschende Resultate erkennen.

Die frühere Eisbedeckung des antarktischen Kontinents

Die Eisdecke des antarktischen Kontinents erstreckt sich auch heute noch zumeist bis zur Küste oder in Form von schwimmenden Eisschelfen über diese hinaus. Ausgedehnte submarine Bänke am Kontinentalschelf werden zumeist als Moränenzüge gedeutet [*34*], [*35*]; wo der Schelf frei von Sediment gefunden wurde [*36*], wird das Moränenmaterial wohl erst am Kontinentalabhang abgelagert worden sein. Die wenigen *eisfreien Gebiete* des antarktischen Kontinents, wo die Gletscher heute am festen Land enden, sind besonders interessant, da dort das Studium von Moränen möglich ist. Während SCOTTs erster Expedition wurden bereits die „Trockentäler" des Victoria-Landes entdeckt, die in letzter Zeit durch mehrere Expeditionen der Victoria University of Wellington intensiv studiert wurden [*37*]. Die „Deutsche Antarktische Expedition 1938/39" hat weitere „Apergebiete"[1]) in Neu-Schwabenland aus der Luft gesichtet [*38*], und die „Australian National Antarctic Research Expeditions" sind mit der Erforschung ausgedehnter schneefreier Gebiete im Bereich der Prince Charles-Berge (Amery Locality) zu beiden Seiten des 300 km langen Lambert-Gletschers und im Bereich der Vestfold Hills beschäftigt [*39*]. Flugzeuge der „Operation Highjump" entdeckten die „Bunger-Oase" im Februar 1947 bei 101° östlicher Länge, die infolge der in der Presse verbreiteten Phantasien über vulkanische Wärme und Vegetation in der „Oase" am bekanntesten geworden ist. Ein Jahr darauf, während der „Operation Windmill", fand eine erste Untersuchung dieses Gebietes statt, deren Ergebnisse bereits ernüchternd wirkten. Von November 1956 bis November 1958 hat im Gebiet der „Bunger-Hills" die sowjetische Station „Oazis" (66°16′ S, 100°45′ E, 29 m) bestanden, deren Beobachtungsergebnisse [*11*] einen Anhalt für das Klima liefern. Das Jahresmittel der Temperatur beträgt −9,0°C, das Mittel des wärmsten Monats +2,6°C, das des kältesten −22,9°C, das absolute Maximum +12°C, das absolute Minimum −43°C. Das Jahresmittel der Windgeschwindigkeit war 7,1 m/sec, es wurden 136 Sturmtage pro Jahr gezählt (Windgeschwindigkeit über 15 m/sec), die größte im zweijährigen Zeitraum beobachtete Windgeschwindigkeit war 56 m/sec (202 km/Std). Daß es sich zumeist um katabatische Winde[2]) handelte, ließen die Beobachtungen der Luftfeuchtigkeit erkennen: selbst um Mitternacht war an 242 Tagen im Jahr die relative Feuchtigkeit kleiner als 50%, das Jahresmittel betrug 56%. Der Schnee verdunstet daher rasch, oder er schmilzt auf den durch intensive Sonnenbestrahlung weit über die Lufttemperatur erwärmten Felsen. Die meisten der im Sommer eisfreien Seen enthalten allerdings Brackwasser und bis auf einige Algen kein Leben. Daß im Jahre 1957 Niederschlag (nur in fester Form) an 175 Tagen beobachtet wurde, eine Schneedecke aber nur an 62 Tagen bestand, ist durch das Zusammenwirken der genannten Faktoren zu verstehen. Die benachbarte, im Randgebiet des Inlandeises auf gleicher Breite liegende Station Mirnyj hat ein Jahresmittel der Temperatur von −11,0°C. Das zeigt deutlich, daß an der Station Oazis das Eis nicht fehlt, weil es dort wärmer ist, sondern daß es eben wegen des Fehlens einer Schneedecke und damit wirksamerer Absorption von Sonnenstrahlung wärmer ist.

Das Klima der „Oasen" ist somit ein kaltes, extrem trockenes und windiges Wüstenklima [*40*]. Das gilt in erhöhtem Maß von den eisfreien Gebieten in größerem Abstand von der Küste und in höherer Breite. Solche wurden im Dufek-Massiv bei 83°30′ Südbreite neu entdeckt [*28*] und sind aus dem oberen Teil des Beardmore-Gletschers bei etwa 85° Breite und einer Seehöhe von gut 2000 m seit langem bekannt (Fig. 9). Hier oben ist der anfängliche Opti-

[1]) Aper = schneefrei.

[2]) Katabatisch = herabstürzend; griech. *κατάβασις* = das Herabsteigen. Nach N. SHAW, Manual of Meteorology, Vol. II, Cambridge University Press 1942, die Bezeichnung des Abfließens von Luft über Hänge, die durch Ausstrahlung abgekühlt werden.

mismus, diese heute schneefreien Gebiete als Beweise für eine gegenwärtig stattfindende Verminderung des antarktischen Eises ansehen zu können, jedenfalls nicht gerechtfertigt. Das Gelände zeigt zwar deutliche Spuren einer früheren Bearbeitung durch das Eis, aber die moränenartigen Ablagerungen sind so weitgehend windverwittert, daß diese Gebiete schon seit vielen Jahrtausenden eisfrei sein müssen. Das gilt im wesentlichen wohl auch für die eisfreien Gebiete in der Nähe der Küste und in niedrigerer Breite, wo direkte Vergleiche mit photographischen Aufnahmen älterer Expeditionen möglich sind. Im Bereich von McMurdo-Sound lassen Aufnahmen von GRIFFITH TAYLOR (British Antarctic Expedition 1910—1913) keine eindeutige Veränderung der Gletscherfronten seit 1912 erkennen [*41*], und dasselbe gilt für das Gebiet des Gauss-Berges seit 1902 (Deutsche Südpolarexpedition 1901—1903) nach Beobachtungen der sowjetischen Antarktisexpeditionen [*42*]. Daß sich das antarktische Eis bereits seit längerer Zeit in einem stationären Zustand befindet, wurde erstmalig von den Glaziologen der „Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition 1949—1952" klar ausgesprochen [*43*] und auch für das Arbeitsgebiet der „Australian National Antarctic Research Expeditions" bestätigt [*35*]. Aus der Umgebung der japanischen Station Syowa (39°—40° E) sind Anzeichen für einen geringfügigen rezenten Eisschwund bekannt geworden [*44*], ebenso aus dem Gebiet der Bunger-Hills [*18*], [*40*]. Andererseits findet man in der Nachbarschaft der eisfreien Gebiete auch offensichtliche Neubildungen von kleinen Wächtengletschern, die ebenfalls dem Wind ihre Entstehung verdanken (Fig. 10). Die heute bekannten eisfreien Gebiete liegen sämtlich im Bereich vorherrschend katabatischer Winde und sind nicht als Anzeichen einer echten Hebung der Schneegrenze anzusehen; diese liegt auf den horizontalen ungestörten Flächen der Eis-Schelfe innerhalb des Polarkreises überall im Meeresniveau. Offenbar wird das Inlandeis, das die eisfreien Gebiete umfließt, durch die Topographie des Geländes heute daran gehindert, in diese einzudringen. Das Inlandeis konnte die sperrenden Felsriegel überströmen, als sein Niveau zur Zeit der maximalen Ausbildung der Eiskappe höher war als heute. Seither ist das Eis, das keinen Nachschub mehr erhalten konnte, durch Verdunstung, geringfügige Schmelzung als Folge der Verschmutzung durch Gesteinsstaub, und mechanische Erosion durch windgetriebene Schnee- und Sandkörner langsam aufgezehrt worden.

Über ein früheres höheres Eisniveau und eine größere Ausdehnung der antarktischen Eiskappe liegen zahlreiche Berichte von älteren Expeditionen vor [*6*], [*45*], [*46*]. In den letzten Jahren sind viele neue Beobachtungen dazugekommen, die bestätigt haben, daß das Eis am antarktischen Kontinent einmal mindestens 300 m mächtiger war als heute, in den Tälern der Randgebirge örtlich sogar bis zu 800 m. Während der Hauptphase des Pleistozäns war die antarktische Eismasse somit 15 bis 20% größer als heute. Bisher sind keine Versuche unternommen worden, diese Beobachtungen aus den einzelnen Gebieten des antarktischen Kontinents miteinander in Beziehung zu setzen. In den Prince Charles-Bergen wurden zwei Moränensysteme unterschieden [*39*], aus dem Arbeitsgebiet der sowjetischen Antarktis-Expeditionen wird von drei Hauptphasen des Quartärs berichtet [*47*]. TROY L. PÉWÉ [*48*] hat im Südsommer 1957/58 die Moränen in der Umgebung von McMurdo-Sound sehr gründlich studiert und Spuren von vier Glazialzeiten gefunden. Die Moränen des jüngsten Vorstoßes (Koettlitz-Glazial) liegen nur wenige hundert Meter vor den heutigen Gletschern; sie sind gut erhalten und haben heute noch einen Eiskern, besonders zu beiden Seiten des Koettlitz-Gletschers. Die beiden nächst älteren Moränensysteme sind schon viel stärker verwittert; die des Taylor-Glazials sind besonders im Taylor-Trockental in einer Höhe von 300 m über dem Meeresniveau gut erhalten. Die Spuren der ältesten

Fig. 9. Eisfreie Gebiete im oberen Teil des Beardmore-Gletschers bei etwa 2000 m Höhe. Die Spuren einer sehr alten Eisbedeckung sind deutlich zu erkennen. Flugaufnahme 6. Januar 1958, H. HOINKES, USNC-IGY

Fig. 10. Im mittleren Teil des Beardmore-Gletschers. Zwei neu entstandene Wächtengletscher (unterer Bildteil Mitte) mit klar erkennbaren Moränen schieben sich auf einen Seitenarm des Gletschers auf und werden von diesem mitgenommen. Flugaufnahme 5. Dezember 1957, H. HOINKES USNC—IGY

erkennbaren Glazialzeit (McMurdo-Glazial) sind nur auf den höheren Rücken, etwa 600 m über dem heutigen Meeresniveau zu finden. Der starke Windschliff der Blöcke und das Fehlen deutlicher Moränenformen lassen auf ein sehr hohes Alter schließen. Tabelle 2 enthält den als Arbeitshypothese gedachten ersten Versuch, die Antarktis in eine vergleichende Chronologie des Pleistozäns einzubeziehen.

Es ist fraglich, ob das dieser Übersicht zugrunde gelegte Konzept einer Gleichzeitigkeit von Veränderungen der Eisbedeckung auf der ganzen Erde aufrechterhalten werden kann. Für die kleinen Gletscherschwankungen, deren Zeugen wir sind, trifft das wohl in allen Hochgebirgen der niedrigen und gemäßigten Breiten zu, Neuseeland [*50*] und Süd-Georgien [*51*] eingeschlossen. Am antarktischen Kontinent aber

Tabelle 2. *Vergleichende Chronologie des Pleistozäns* (nach PÉWÉ [*48*] und GAGE [*110*], erweitert)

McMurdo-Sound	Neuseeland	Nordamerika	Alpen
Koettlitz*) Fryxell	Otira**)	Wisconsin***)	Würm***)
		Sangamon	*R/W*
Taylor	Waimaunga	Illinoian	Riss
Langes Zeitintervall		*Yarmouth*	*M/R*
McMurdo	Porika	Kansan	Mindel
	Langes Intervall†)	*Aftonian*	*G/M*
?	Ross	Nebraskan	Günz

*) Zwei bis drei Substadien, das letzte vor 6000 Jahren. — **) Drei Substadien, das letzte vor 15000 Jahren. — ***) Vier Substadien, das letzte vor 11000 Jahren; (nach [*49*] als „geringfügige Randoszillationen" aufzufassen).

†) Die Länge dieses Intervalls legt die Spekulation nahe [*110*], daß die beiden Substadien von Porika zugleich Mindel und Günz repräsentieren und daß Ross erst Prae-Günz (Donau) entspricht.

fehlen die sonst so markanten Moränen des 17. und 19. Jahrhunderts völlig. Das Alter der jüngsten Moränen des Koettlitz-Stadiums konnte durch eine C^{14}-Datierung von getrockneten Algen aus ehemaligen Schmelzwassertümpeln zu mindestens 6000 Jahren bestimmt werden. Wenn diese Datierung richtig ist und durch weitere bestätigt werden kann, dann würde das bedeuten, daß der letzte größere Vorstoß der Gletscher am antarktischen Kontinent in der postglazialen Wärmezeit der übrigen Kontinente erfolgt ist. Eine derartige gesicherte Feststellung müßte bedeutende Konsequenzen für die Theorie der Eiszeiten haben, denn sie würde bedeuten, daß die Veränderungen der antarktischen Eismasse nicht in Phase mit denen der Eisbedeckung gemäßigter und niedriger Breiten erfolgen. Daß die größeren Klimaschwankungen auf der ganzen Erde gleichzeitig ablaufen, muß als gesichert angesehen werden; dennoch können die Eismassen in den einzelnen Zirkulationsgebieten zunächst verschieden reagieren. R. F. SCOTT [*52*] hat bereits 1905 wohl erstmalig den Gedanken ausgesprochen, daß einer Erwärmung der Antarktis ein Anwachsen der Eismassen infolge erhöhter Niederschläge entsprechen müßte, während in einer Kälteperiode das Eis wegen ungenügender Ernährung eher langsam abnehmen sollte. E. v. DRYGALSKI und W. MEINARDUS [*53*] haben diesen Gedanken vertreten, gegen dessen Verallgemeinerung A. PENCK [*54*] Einspruch erhoben hat, und G. C. SIMPSON [*55*] hat ihn zu einer Theorie der Eiszeiten ausgebaut, die allerdings vielfach berechtigt kritisiert worden ist [*56*], [*57*], [*58*].

Es ist hier weder möglich noch beabsichtigt, den ganzen schwierigen Komplex der Eiszeittheorien zu erörtern; es geht lediglich darum, zu demonstrieren, wie weitgehend die Beobachtungen aus der Antarktis die Diskussion zu beeinflussen vermögen. Wir können die Gegenwart zweifellos als eine Interglazialzeit auffassen, die seit etwa 10000 Jahren andauert. Das Koettlitz-Stadium in der Antarktis könnte dann einen ganz vorübergehenden Vorstoß im allgemeinen Eisschwund markieren, vergleichbar etwa der Salpausselkä in Finnland. Dann wäre es aber sehr schwer zu verstehen, warum in der langen, seither vergangenen Zeit der Eisschwund in der Antarktis nicht wirksam war, denn die Senkung des Eisniveaus um etwa 300 m liegt ja nach den Ergebnissen von PÉWÉ viel weiter zurück. Daß das kurzfristige Anwachsen der Gebirgsgletscher zwischen dem 17. und 19. Jahrhundert am antarktischen Kontinent keine Spuren hinterlassen hat, könnte mit einem sehr träge reagierenden Massenhaushalt des antarktischen Eises erklärt werden. Vielleicht geht die Trägheit einer so großen Eismasse so weit, daß überhaupt keine für uns erkennbare Beziehungen zu Klimaschwankungen mehr bestehen [*59*]. Aber die pleistozänen Eisschilde in Nordamerika und Nordeuropa waren nicht wesentlich kleiner als das antarktische Inlandeis, und sie sind dennoch in erstaunlich kurzer Zeit völlig verschwunden. Bei den heutigen klimatischen Verhältnissen in der Antarktis erscheint es ganz unmöglich, das Eis durch Klimaschwankungen entscheidend zu beeinflussen, wie wir sie für die Glazial- und Interglazialzeiten des Pleistozäns recht gut überblicken [*60*] und für ausreichend halten. Es gibt auch keinen Anhaltspunkt dafür, daß während des Pleistozäns die antarktische Eismasse jemals das heutige Volumen um mehr als ein Fünftel übertroffen hat. Dieser Umstand und das langsame stetige Absinken der Wassertemperaturen am Boden des Pazifischen Ozeans seit der Mitte des Tertiärs [*45*] macht es wahrscheinlich, daß das Eis am antarktischen Kontinent sich lange vor dem Quartär, im Miozän oder Pliozän, zu bilden begonnen hat [*6*].

Die glazialgeologische Erforschung der Antarktis steht erst am Beginn, und wir sind weit davon entfernt, sagen zu können, daß etwa einer Interglazialzeit in der übrigen Welt eine Glazialzeit am antarktischen Kontinent entsprochen hätte. Hier hat die ozeanographische Forschung eine große Aufgabe vor sich, denn systematische Profile von Bodenproben aus den Meeren rings um den antarktischen Kontinent werden am ehesten den Ablauf des Pleistozäns in der Antarktis und den Beginn der Vereisung zu analysieren gestatten. Schon heute steht fest, daß die antarktische Vereisung anderen Gesetzen unterworfen ist als die der nordhemisphärischen Kontinente, für die allein die Geschichte des Pleistozäns, wie wir sie heute sehen, zutreffend erscheint [*61*].

Der heutige Massenhaushalt des antarktischen Eises

Nur die Kenntnis des Massenhaushaltes eines Gletschers erlaubt es, geophysikalisch begründbare Aussagen über seinen Zustand zu machen. Bei einem Gletscher von den Dimensionen des antarktischen Eises erscheint eine direkte Bestimmung des Massen

haushalts zunächst eine hoffnungslos schwierige Aufgabe zu sein. Dennoch wurden seit dem Beginn des IGY so zahlreiche Beobachtungen gesammelt, daß wir die einzelnen Komponenten[1]) des Massenhaushaltes zu überblicken beginnen. Der Schneezuwachs ist durch die Ablesungen an wenigen Schneepegeln nur unsicher zu ermitteln, da die ständige Umlagerung des Schnees durch den Wind regellose Veränderungen der Oberfläche in beiden Richtungen bedingt, die den Jahreszuwachs übertreffen können (Fig. 11). Nur dichte Pegelnetze mit mehr als 50 Schneepegeln, wie sie in der Umgebung der Stationen aufgestellt wurden, erlauben, statistisch gesicherte Angaben über die Nettoakkumulation zu machen. Besser, wenn auch mühsamer, ist das Studium der Jahresrücklagen in Schneeschächten, die auf sämtlichen Traversierungen des Inlandeises in bestimmten Abständen gegraben worden sind. Je nach der Tiefe der Schächte lassen sich Mittelwerte der Nettoakkumulation über mehrere Jahre gewinnen, sofern es gelingt, die Grenzen der einzelnen Jahresschichten zu identifizieren. Das ist bei sorgfältiger und kritischer Anwendung von Prinzipien, die sich in den Firngebieten temperierter Gletscher bewährt haben [*62*], über die Kornstruktur und das vertikale Dichteprofil möglich. Nur in seltenen Fällen gibt es Kontrollmöglichkeiten, wie etwa die Station Little America III, die, heute noch zugänglich, gut zehn Meter unter der Oberfläche des Ross-Eis-Schelfs den Horizont von 1940 markiert (Fig. 12). Zur Ergänzung der klassischen Analysenmethoden wurden vielfach Isotopenstudien mit Erfolg verwendet. Besonders das Verhältnis $0^{18}/0^{16}$ zeigt klare Unterschiede zwischen Sommer- und Winterschnee [*63*], [*64*]; auch der Deuterium- und Tritiumgehalt des Schnees ist dazu geeignet [*65*].

Das Ergebnis dieser mühsamen Schneestudien sind zwei neue Akkumulationskarten für den antarktischen Kontinent [*66*], [*67*], die qualitativ die gleichen Züge erkennen lassen. In einem schmalen Küstenstreifen werden Schneemengen von 15 bis 30 cm Wasseräquivalent abgelagert (Little America 21 cm, Ellsworth 25 cm, Roi Baudouin 20 cm), örtlich erreicht die Akkumulation 50 cm (Ostküste der Weddell-See) bis 70 cm (Shackleton-Eis-Schelf). In das Innere des Kontinents sinken die Werte rasch unter 15 cm, lediglich die Westantarktis, die häufig von Zyklonen überquert wird, erhält mehr (Byrd-Station 18 cm). Im hochliegenden Inneren der Ostantarktis werden verbreitet Akkumulationswerte unter 10 cm gefunden, so am Südpol 7 cm als Mittelwert über die letzten 200 Jahre [*68*], an der Station Komsomolskaja 8 cm [*69*] und an der Station Sovetskaja 3,5 cm. Als Mittelwert für den antarktischen Kontinent erhalten GOLDTHWAIT und CAMERON [*66*] eine jährliche Netto-Akkumulation von 12 cm, entsprechend 1700 km³ Wasser auf die gesamte Fläche des antarktischen Kontinents. Dieser Wert bestätigt gut die Berechnung von M. MELLOR [*70*], die auf einzelne Akkumulationsprofile gestützt war. V. M. KOTLYAKOV [*67*] gelangt zu einem höheren Mittelwert der Netto-Akkumulation von 19 cm, entsprechend 2650 km³ Wasser pro Jahr. Will man diese Zahlen mit früheren Schätzungen vergleichen, dann muß man berücksichtigen, daß sie als Netto-Akkumulation die Ablation (vor allem Verdunstung und Schneeverdriftung) bereits enthalten. W. MEINARDUS [*71*] gelangte für die Polarkalotte südlich 70° Breite zu einem durchschnittlichen Jahreswert des Niederschlages von 7 cm und zog für Verdunstung mit 3 cm sicherlich zuviel ab, so daß als Netto-Akkumulation nur 4 cm resultierte, ein Wert, den man heute nur noch im zentralen Teil der Ostantarktis für richtig hält. H. P. KOSACKS Wert von 20 cm [*72*] kommt nach Abzug der Verdunstung der Schätzung von KOTLYAKOV nahe; die neuen Werte sind somit keineswegs exzessiv.

Fig. 11. Schneedünen nach einem Blizzard in der Umgebung der Station Little America V. Im Hintergrund der Plastikdom mit der automatischen Peilantenne zur Höhenwindmessung. Photo H. HOINKES, USNC-IGY

Fig. 12. Die Station Little America III, errichtet von R. E. BYRD Anfang 1940, liegt, heute noch zugänglich, gut 10 m unter der Oberfläche des Ross-Eis-Schelfs. Die ursprünglich 15 m hohen Antennenmasten ermöglichen das Auffinden der Station. Photo November 1957, H. HOINKES, USNC-IGY

Obwohl die Hauptmasse des antarktischen Kontinents Akkumulationsgebiet ist, gibt es doch ver-

[1]) Einnahmen durch Schneefall und Reifbildung, Ausgaben durch die Produktion von Eisbergen und durch Ablation, d.i. Schmelzung, Verdunstung und Schneetransport durch den Wind über die Küstenlinie in das Meer.

Tabelle 3. *Massenhaushalt des antarktischen Eises* (nach MELLOR [*70*])

Einnahmen			
Mittlere Niederschlagsmenge	14 cm Wasser auf 14 Millionen km²	=	+ 1960 km³ Wasser/Jahr
Ausgaben	1. Eisexport		
Eisschelfe	7500 km × 190 m × 400 m/Jahr × 0,84 g/cm³	=	— 480 km³ Wasser/Jahr
Eisströme	1500 km × 150 m × 350 m/Jahr × 0,90 g/cm³	=	— 70 km³ Wasser/Jahr
Eisrand	11000 km × 140 m × 15 m/Jahr × 0,87 g/cm³	=	— 20 km³ Wasser/Jahr
	2. Ablation		
Schneeverdriftung	über 12000 km Küstenlänge in das Meer	=	— 190 km³ Wasser/Jahr
Schmelzung	14000 km × 20 km × 26,5 cm Wasser	=	— 74 km³ Wasser/Jahr
Verdunstung	14000 km × 30 km × 15 cm Wasser	=	— 63 km³ Wasser/Jahr
Schmelzung an der Unterseite der Eisschelfe	8000 km × 30 km × 20 cm Wasser	=	— 48 km³ Wasser/Jahr
Massenbilanz =	Zuwachs von 7,3 cm Wasser auf 14 Millionen km²	=	+ 1015 km³ Wasser/Jahr

Fig. 13. Die Schneeoberfläche des Inlandeises zeigt verbreitet Erosionsformen, sog. Sastrugi, die meist 20 bis 30 cm hoch sind, gelegentlich aber über 1 m Höhe erreichen. Photo H. HOINKES, USNC-IGY

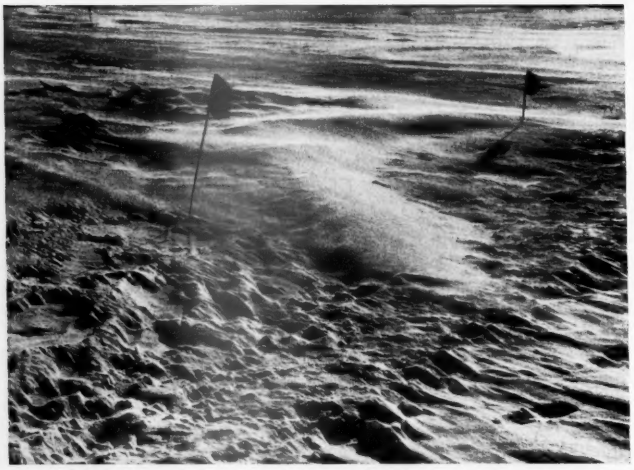


Fig. 14. Sicheldüne oder Barchan als Ablagerungsform des Schnees. Der Barchan wandert in Richtung des Windes (im Bild von links nach rechts), die Flaggen markieren die Lage der Spitzen eine Stunde vorher. Photo H. HOINKES, USNC-IGY

einzelt Schmelzung: In der Umgebung der Apergebiete, wo durch angewehten Staub die Albedo des Schnees verringert wird und im Bereich der katabatischen Winde am Abhang des Inlandeises, wo das ganze Jahr hindurch aperes Eis freiliegt. Die Schmelzwasserbäche, die sich im Sommer in diesen Gebieten bilden, sind aber nicht durchwegs Anzeichen eines echten Massenverlustes: Da alle Gletscher am antarktischen Kontinent eine negative Jahrestemperatur haben, friert das in Spalten abfließende Schmelzwasser vielfach wieder, bevor es in das Meer gelangt. Nur in diesem schmalen küstennahen Gürtel dürfte die Verdunstung überwiegen [*70*], [*73*], während auf den flachen Eis-Schelfen [*74*], [*75*] und im Inneren des Kontinents die Sublimation von Reif etwa 10 bis 20% zur Akkumulation beitragen dürfte [*76*]. In einzelnen Gebieten der Antarktis ist die Schneeverdriftung durch die mit großer Häufigkeit auftretenden schweren Stürme ein Faktor, der wesentlich in den Massenhaushalt eingreift. F. LOEWE [*77*] hat aus Adélie-Land sehr bedeutende Verlustzahlen mitgeteilt, die von MELLOR und RADOK [*78*] aus McRobertson-Land bestätigt worden sind. Die Untersuchung dieser auch theoretisch sehr interessanten und als Erlebnis überaus eindrucksvollen Erscheinung dauert noch an [*79*], wobei die Meinungen über die Bedeutung dieser „Windablation" für den Massenhaushalt des antarktischen Eises noch diametral auseinandergehen [*67*]. Das Mikrorelief der Oberfläche des Inlandeises wird ganz verbreitet von Erosionsformen (Sastrugi, Fig. 13) beherrscht, aber es finden sich auch ausgesprochene Akkumulationsformen (einfache Dünen und Barchane, Fig. 14); das zeigt, daß beide Prozesse sich, wiederum bis auf einen vergleichsweise schmalen Küstengürtel, ausgleichen. Setzt man in die Massenhaushaltsrechnungen als „Einnahme" die einzig direkt feststellbare Netto-Akkumulation ein und nicht den Niederschlag, dann kann man die derzeit noch zu schwierige Entscheidung über die quantitative Bedeutung der Schneeverdriftung zunächst umgehen.

Der wichtigste Ausgabeposten in der Massenbilanz des antarktischen Eises ist der Eisexport über die Küstenlinie. Seine quantitative Bestimmung erscheint möglich, wenn man den stationären Zustand, in dem der Eisrand sich heute allem Anschein nach befindet, als tatsächlich gegeben voraussetzt. Kennt man repräsentative Werte für die mittlere Jahresbewegung, die Mächtigkeit und die Dichte der Eis-Schelfe, der großen Eisströme und des Eisrandes sowie die dazugehörigen Küstenabschnitte, dann kann man die Wassermenge angeben, die im Jahresdurchschnitt in das Meer zurückkehrt. Dieser Vorgang erfolgt keineswegs stetig: die Eis-Schelfe, die mit senkrechter, 200 bis 300 m

mächtiger Front, davon 20 bis 30 m über dem Wasserspiegel, etwa 8000 km der Küste bilden, schieben sich oft durch mehrere Jahre mit einer Geschwindigkeit von 300 bis 500 m pro Jahr nach Norden, bis die Front durch das Abbrechen gewaltiger Tafeleisberge oft mehrere Kilometer zurückverlegt wird. So hat der Lady Newnes-Eis-Schelf seit seiner Kartierung im Jahr 1912 etwa 2500 km² durch Kalbung verloren [*80*], während der Ross-Eis-Schelf in der Gegend der Bay of Whales nach den Vermessungen von SCOTT 1902, SHACKLETON 1908, AMUNDSEN 1912, BYRD 1930 [*81*] und ZUMBERGE 1957 [*82*] keine einsinnige Veränderung seines Nordrandes erkennen ließ. Der Rand des Shackleton-Eis-Schelfs liegt heute weiter im Norden als auf den Luftaufnahmen der Operation Highjump 1947 [*67*]. Außer dem Abbrechen von Eisbergen verlieren die Eis-Schelfe noch Substanz durch Schmelzung an der Unterseite, wenn im Sommer erwärmte Wassermassen durch Meeresströmungen unter das Eis zirkulieren [*83*]; über die Bedeutung dieses Massenverlustes ist noch wenig bekannt. Da die Eis-Schelfe relativ große Akkumulationswerte aufweisen, führen sie ein Eigenleben als schwimmende Gletscher mit weitgehend autonomem Massenhaushalt. Nur ein Teil der von den Eis-Schelfen abbrechenden Eismassen stammt aus dem Inneren des Kontinents.

Das Inlandeis bewegt sich in der Nähe der Küste nur sehr langsam nach außen; MELLOR [*84*] gibt 15 m/Jahr als Mittelwert an, in der Nähe der Wilkes-Station wurde 55 m/Jahr gemessen [*66*], 100 m/Jahr wird wohl kaum überschritten. Diese langsame Bewegung trifft für etwa 11000 bis 12000 km Küstenlänge zu; sie wird wesentlich beschleunigt, wo der Abfluß kanalisiert in Form von großen Eisströmen erfolgt. Da die Oberfläche dieser Gletscher von Spalten zerrissen ist, sind Messungen der Bewegung und der Eisdicke einstweilen noch selten. Westlich der Bunger-Hills fließt der Reed-Gletscher mit 400 m/Jahr, der Scott-Gletscher mit 500 m/Jahr und der große Denman-Gletscher mit 1000 m/Jahr [*85*]. Der Vanderford-Gletscher nahe der Wilkes-Station erreicht 800 m/Jahr, die gleiche Geschwindigkeit wurde für den Dovers-Gletscher westlich von Mawson gemessen, während der Hoseason-Gletscher, ebenfalls im Kemp-Land, nur 350 m/Jahr erreicht. Die heute bekannten Grenzen liegen bei 100 bis 1100 m/Jahr [*84*], der Anteil dieser schnell fließenden Gletscher an der Küstenlinie wird mit 1500 bis 1800 km geschätzt. Wir kennen heute sicherlich nicht alle großen Eisströme; erst am 10. Februar 1960 wurde bei 162° östlicher Länge ein gewaltiger Gletscher mit mindestens 250 km Länge und 30 bis 60 km Breite entdeckt [*86*], der in die Rennick-Bay mündet. Gerade diese Eisströme sind aber wegen ihrer hohen Geschwindigkeit am Eisexport maßgebend beteiligt.

Wir kennen heute mehrere Versuche, die Massenbilanz des antarktischen Eises zu bestimmen, deren Ergebnis sich mit zunehmenden Kenntnissen von „negativ" [*72*] über „ausgeglichen" [*83*] zu „positiv" [*73*], [*70*], [*67*] verlagert hat. Tabelle 3 enthält die Abschätzung der Massenbilanz nach den Zahlen von M. MELLOR; die Niederschlagsmenge von 14 cm Wasseräquivalent wurde aus der Netto-Akkumulation von 12 cm durch Addition der Verlustzahlen für Schneeverdriftung, Verdunstung und eines Teiles der Schmelzung erhalten. Kalbung von Eisbergen und Ablation sind offenbar nicht in der Lage, den jährlich fallenden Schnee wieder zu entfernen, es resultiert ein Überschuß von etwa 1000 km³ Wasser, entsprechend einem Zuwachs von gut 7 cm Wasser pro Jahr. Vermutlich ist der Eisexport zu niedrig angesetzt, was auch bei der Abschätzung von F. LOEWE der Fall sein dürfte. Da jedoch in diesem Fall von der Netto-Akkumulation (10 bzw. 12 cm/Jahr) der Driftschnee noch einmal abgezogen wurde, ist die Bilanz durch den vermutlich zu geringen Eisexport nicht wesentlich beeinflußt. Als Überschuß resultiert bei kleiner Einnahme und (zu) kleiner Ausfuhr 880 km³ Wasser, bei größerer Einnahme und großer Ausgabe immer noch 300 km³ Wasser. Die neueste Massenbilanz von V. M. KOTLYAKOV (Tabelle 4) stützt sich vorwiegend auf Beobachtungsmaterial aus dem Arbeitsgebiet der sowjetischen Antarktisexpeditionen. Eine wesentlich höhere Abschätzung der Netto-Akkumulation von 19 cm führt trotz einer stärkeren Berücksichtigung der Eisströme und des Eisrandes für die Produktion von Eisbergen zur höchsten positiven Bilanz von 1320 km³ Wasser, entsprechend einem Zuwachs von über 9 cm Wasser pro Jahr. Während die Erhöhung des Ansatzes für den Eisexport berechtigt erscheint, überzeugt die hohe Netto-Akkumulation nicht recht und bedarf weiterer Bestätigungen.

Tabelle 4. *Massenhaushalt des antarktischen Eises* (nach KOTLYAKOV [*67*])

Einnahmen:	Netto-Akkumulation 19 cm Wasser auf 14 Millionen km²	=	+ 2650 km³ Wasser/Jahr
Ausgaben:	1. Eisexport		
Eisschelfe	8600 km × 200 m × 360 m/Jahr × 0,84 g/cm³	=	— 520 km³ Wasser/Jahr
Eisströme	1800 km × 400 m × 650 m/Jahr × 0,90 g/cm³	=	— 420 km³ Wasser/Jahr
Eisrand	12100 km × 250 m × 100 m/Jahr × 0,88 g/cm³	=	— 270 km³ Wasser/Jahr
	2. Ablation (nur Schmelzung)		— 120 km³ Wasser/Jahr
Massenbilanz:	Zuwachs von 9,5 cm Wasser auf 14 Millionen km²	=	+ 1320 km³ Wasser/Jahr

Behält man den dreimal unabhängig ermittelten Wert [*66*], [*70*], [*73*] von 12 cm Wasseräquivalent für die Netto-Akkumulation bei (+ 1680 km³ Wasser) und übernimmt die vermutlich zutreffenden Eisexportzahlen von KOTLYAKOV (— 1210 km³ Wasser) zusammen mit dem hoch angesetzten Wert für die Schmelzung am Eisrand (— 120 km³) (als Reserve für neu zu entdeckende Eisströme), und fügt noch MELLORs Wert für die Schmelzung an der Unterseite der Eisschelfe hinzu (— 50 km³), dann ergibt sich immer noch eine positive Massenbilanz von 300 km³ Wasser, entsprechend einem Jahreszuwachs von etwas über 2 cm Wasseräquivalent. Es scheint demnach beim heutigen Stand der Kenntnisse unmöglich zu sein, die Massenbilanz des antarktischen Eises auszugleichen. Daß diese Kenntnisse trotz der seit 1956 sehr intensivierten Erforschung der Antarktis immer noch den Charakter von Stichproben besitzen, ist bei den gewaltigen Dimensionen des antarktischen Eises verständlich. Das sollte aber nicht dazu verleiten, ein unter kritischer Verwendung aller Beobachtungen abgeleitetes Ergebnis abzulehnen, jedenfalls so lange nicht, bis durch abermals vermehrte Beobachtungen gezeigt werden kann, daß einzelne Posten der Bilanzrechnung falsch geschätzt worden sind. Wir müssen uns vielmehr

mit dem Ergebnis vertraut machen, daß das antarktische Eis heute wächst, daß es sich anders verhält als das uns wesentlich vertrautere Eis der Gebirgsgletscher, die nur knapp ein Prozent des Eises der Erde repräsentieren. Der Umstand, daß die Randgebiete des antarktischen Eises sich heute allem Anschein nach in einem Zustand stationären Gleichgewichtes befinden und kein eindeutiges Vorrücken erkennen lassen, kann kaum als Gegenargument dienen. Noch wissen wir nicht, seit wann die Massenbilanz positiv ist; die Dimensionen des antarktischen Eises lassen jedoch eine lange Verzögerungszeit zwischen einer Zunahme der Masse und einer Steigerung

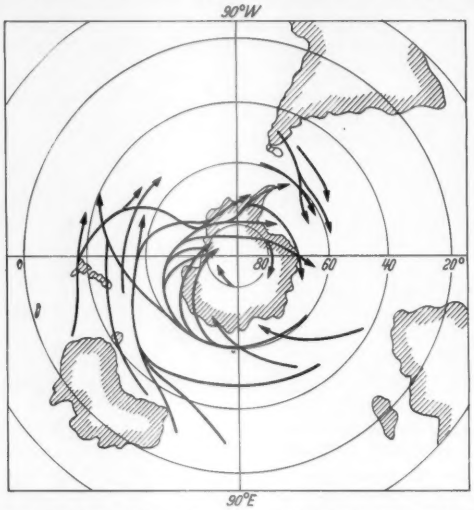


Fig. 15. Zyklonen-Bahnen im Winter (Juni-August) 1957 (nach [94])

der Fließgeschwindigkeit erwarten. Vermutlich erfolgt diese Reaktion nicht stetig, sondern erst nach Überschreiten gewisser Schwellenwerte.

Der heutige Wärmehaushalt des antarktischen Eises

Um die gegenwärtige Vermehrung des antarktischen Eises verstehen zu können, ist es erforderlich, die meteorologischen Bedingungen kurz zu diskutieren, die den Wärmehaushalt bestimmen. Die erste Tiefbohrung in das Inlandeis der Westantarktis, die im Südsommer 1957/58 bei der Byrd-Station eine Tiefe von 309 m erreichte, hatte ein sehr bemerkenswertes Ergebnis [87]: Ab einer Tiefe von 30 m nahm die Temperatur von −27,95° C auf −28,59° C am Grunde des Bohrloches ab; dort dürfte das Eis etwa 1500 Jahre alt sein. Es könnte daraus auf eine langsame Erwärmung der Antarktis seit etwa 10000 Jahren geschlossen werden [88]. Das ist aber nicht die einzige Möglichkeit zur Erklärung der Temperaturabnahme mit der Tiefe, die in Bohrlöchern der sowjetischen Antarktisexpedition ebenso beobachtet wurde [89] wie in einem 400 m tiefen Bohrloch im Inlandeis Grönlands [90]. Nach G. DE Q. ROBIN [91] kann der negative Temperaturgradient auch advektiv, durch Zufuhr von Eis erklärt werden, das sich in höheren Gebieten des Inlandeises gebildet hat, wo die Jahrestemperatur niedriger ist. Die einzige Station in der Antarktis mit einer geschlossenen Beobachtungsreihe seit 1903, die Laurie-Insel in der Gruppe der Süd-Orkneys (60° 44′ S, 44° 44′ W), läßt keinen Anstieg der Temperatur erkennen [92], der gerade in dieser Periode in der europäischen Arktis so auffallend in Erscheinung getreten ist und der von A. WAGNER [56] mit einer Zunahme der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre erklärt wurde. Leider gibt es am antarktischen Kontinent keine langjährige Beobachtungsreihe; der Versuch, mit AMUNDSENs Framheim (1911) und BYRDs einzelnen Little America (I 1929, II 1934, III 1940, V ab 1956) eine Erwärmung zumindest in diesem Teil des Kontinents nachzuweisen [93], ist nicht überzeugend.

Dennoch muß die Erwärmung der Erde, auch wenn man sie in der Antarktis nicht einwandfrei direkt nachweisen kann, den Schlüssel für das Verständnis der positiven Massenbilanz des antarktischen Eises liefern, da der dann höhere Wasserdampfgehalt der Atmosphäre zu vermehrten Niederschlägen führen muß. Voraussetzung dafür ist, daß die Luftmassen aus den gemäßigten Südbreiten häufig genug in die Antarktis geführt werden, was von der atmosphärischen Zirkulation im Bereich der Antarktis bestimmt wird. Schon wenige Monate, nachdem die erste antarktische Wetterzentrale in Little America V ihre Tätigkeit aufgenommen hatte, konnte die alte Frage, ob Zyklonen in das Gebiet des antarktischen Kontinents eindringen, einwandfrei bejaht werden. Fig. 15 zeigt die Zyklonenbahnen des Winters (Juni-August) 1957 nach der Analyse von V. I. RASTORGUEV und J. A. ALVAREZ [94]. Die Zyklonen ziehen mit meridionalen Komponenten aus den mittleren Südbreiten in höhere, folgen oft auf zonalen Bahnen der Küste des Kontinents und werden vielfach im Gebiet der Ross-See und der Weddell-See stationär. Erstaunlich zahlreich waren die Fälle, in denen Zyklonen in das Innere des Kontinents eindrangen. Der Ostteil von Wilkes-Land, der Nordteil von Victoria-Land und das ganze Gebiet der Westantarktis bis zum Westteil von Königin-Maud-Land stehen bevorzugt unter zyklonalem Einfluß, was die relativ hohen Akkumulationszahlen dieser Gebiete verständlich erscheinen läßt. Der Zirkulationspol liegt danach über der Ostantarktis, wo in den bodennahen Schichten häufig ein flaches Hochdruckgebiet zur Ausbildung gelangt. Diese Ergebnisse konnten für das Jahr 1958 in vollem Umfang bestätigt werden [95]; P. ASTAPENKO [96] gelangt für den Zeitraum des IGY zu dem Schluß, daß Zyklonen in jedem Monat in die zentralen Teile des antarktischen Kontinents eindringen und daß der Luftaustausch zwischen mittleren und hohen Breiten während des ganzen Jahres anhält.

Die an fast allen Stationen im Abstand von 12 Std durchgeführten Radiosondierungen erlaubten es, das Druck- und Temperaturfeld in den Niveaus 700 mb, 500 mb, 300 mb, 200 mb (untere Stratosphäre) und 50 mb (mittlere Stratosphäre, entsprechend etwa 19 km Höhe) zu analysieren. Sämtliche Monatskarten lassen eine zonale Zirkulation erkennen, mit deutlich meridionalen Komponenten in der Troposphäre, die erst in der Höhe der Tropopause verschwinden, bis in der mittleren Stratosphäre eine ausgeprägt zonale Zirkulationsform vorherrscht. Ein starker Strahlstrom umkreist hier einen kalten Tiefdruckwirbel, der über dem zentralen Gebiet des antarktischen Kontinents, etwa dem Pol der Unzugänglichkeit entsprechend, liegt. In seinem Kerngebiet sinkt die Temperatur im Winter

bis auf —90°C ab. Nach Rückkehr der Sonne, im Lauf des Oktober, wird die Stratosphäre bis zu 1°C/Tag wärmer [97], wodurch eine radikale Umstellung der stratosphärischen Zirkulation eingeleitet wird [98]. Der wesentliche Unterschied zwischen der troposphärischen Zirkulation, mit meridionalem Austausch zwischen hohen und mittleren Breiten, und der stratosphärischen Zirkulation, die durch einen zonalen Strahlstrom von den mittleren Breiten abgeschlossen ist, spiegelt sich in der Jahresschwankung der Temperatur der freien Atmosphäre. Aus Fig. 16 erkennt man bei 20 km Höhe die größte Temperaturschwankung zwischen dem wärmsten und dem kältesten Monat von etwa 50°C. Die langwellige Ausstrahlung von Ozon, Wasserdampf und Kohlendioxyd kann in der sonnenlosen Zeit ungestört wirken, weil die winterliche antarktische Stratosphäre durch den zonalen Strahlstrom vom meridionalen Austausch ausgeschlossen ist. Die antarktische Stratosphäre wird also im Winter sehr kalt, aber im ununterbrochenen sommerlichen Sonnenschein absorbiert das Ozon stark im Ultraviolett, und zusammen mit der dynamischen Erwärmung durch Absinkprozesse wird auch eine hohe Sommertemperatur erreicht [93]. Die intensive Ausstrahlung der Schneeoberfläche im Winter führt zur Ausbildung einer dünnen, nur wenige hundert Meter mächtigen Kaltlufthaut, die durch die sommerliche Einstrahlung vielfach wieder beseitigt wird. Diese Vorgänge bedingen eine Jahresschwankung von etwa 30°C an der Schneeoberfläche. Die gesamte Troposphäre oberhalb der Inversionsschicht aber hat eine Jahresschwankung der Temperatur um 10°C, weil sie ständig meridional durchmischt wird und die umgebenden Meere fast isotherm sind.

Diese Auffassung von der Zirkulation der antarktischen Atmosphäre entspricht nicht unseren bisherigen Vorstellungen. Es ist deshalb wertvoll, daß man sie auf ganz andere Weise überprüfen kann. In Little America V wurde in den Jahren 1957 und 1958 der gesamte Ozongehalt der Atmosphäre mit einem Dobson-Spektrophotometer und der des bodennahen Ozons mit dem automatischen Registriergerät von REGENER überwacht. Da in der sonnenlosen winterlichen antarktischen Stratosphäre kein Ozon produziert werden kann, sollte der Ozongehalt im Winter abnehmen, was aber nicht der Fall ist [99]. Da der resultierende Wind einen Luftexport und damit auch einen Ozonexport aus der Antarktis in den untersten 2 bis 3 km anzeigt, muß ein kompensierender Import von Ozon vorhanden sein, der sich wegen der Stabilität der Stratosphäre vorwiegend in der mittleren und oberen Troposphäre abspielen muß. Das Ozon muß aus der Stratosphäre der gemäßigten Südbreiten durch die Tropopausenlücke in die obere Troposphäre gelangen und mit dem meridionalen Austausch in die Antarktis gebracht werden. Quantitative Schätzungen der Wirksamkeit des meridionalen Austausches sprechen für diese Vorstellung.

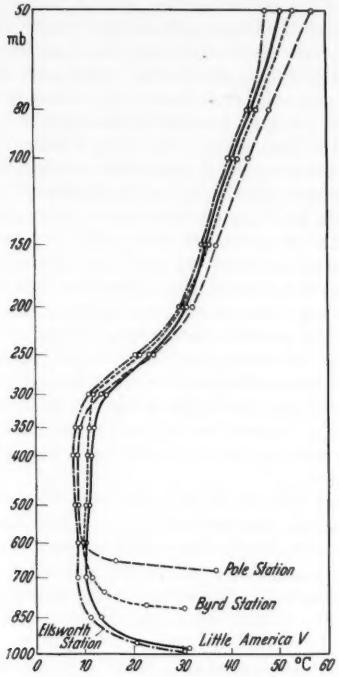


Fig. 16. Differenz zwischen dem höchsten und tiefsten Monatsmittel der Temperatur (°C) vom Boden bis etwa 20 km Höhe (50 mb) für die Stationen Ellsworth, Little America V, Byrd und Amundsen-Scott, 1957. Daten nach unveröffentlichten Berechnungen von R. C. TAYLOR, USNC-IGY

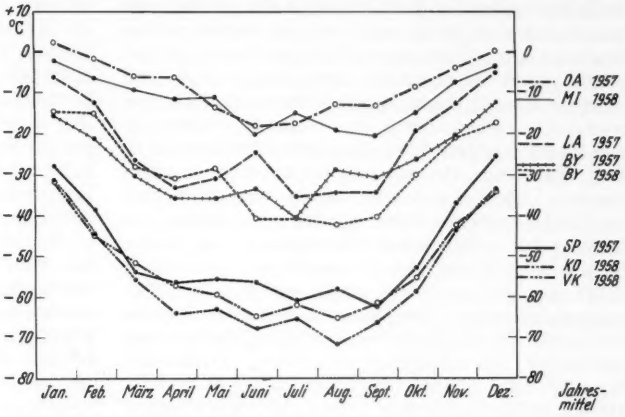


Fig. 17. Jahresgänge der Lufttemperatur von einigen Stationen am antarktischen Kontinent. OA = Oazis, MI = Mirnyj, LA = Little America V, BY = Byrd, SP = Amundsen-Scott, KO = Komsomolskaja, VK = Vostok. — Beachtenswert sind die starken Schwankungen von Jahr zu Jahr am Beispiel Byrd 1957 und 1958. Der „kernlose Winter" ist in allen Fällen ausgeprägt

Da unsere Kenntnis des Klimas der Antarktis bis zum Beginn des IGY im wesentlichen auf die Ergebnisse von Observatorien an den Küsten gestützt war, sind seither wesentlich neue Erkenntnisse dazugekommen. Fig. 17 enthält einige Jahresgänge der Temperatur zumeist von Stationen am Inlandeis, denen zu entnehmen ist, daß das Innere des antarktischen Kontinents das kälteste Gebiet der Erdoberfläche ist. Am geographischen Südpol beträgt die mittlere Jahrestemperatur etwa —50°C, im Gebiet des geomagnetischen Pols (Vostok) etwa —55°C und im Gebiet des Pols der Unzugänglichkeit etwa —57°C[1]). Das absolute Minimum der Temperatur wurde am

[1]) Bestimmt aus der Schneetemperatur bei 15 m Tiefe in einem Bohrloch.

25. August 1960 an der Station Vostok mit −88,3°C erreicht, sechs Monatsmittel der Temperatur lagen dort unter −60°C [*12*]. Überraschend und für die Härte des Winterklimas bezeichnend ist der Umstand, daß auch extrem tiefe Temperaturen stets von Wind begleitet auftreten[1]) und daß windstille Tage am Inlandeis ausgesprochen selten sind.

Von besonderem Interesse ist die Form des Jahresganges der Temperatur, die das typische Bild des „kernlosen Winters" erkennen läßt, mit raschem Temperaturfall im Herbst (März) zu einem breiten Winterminimum, und noch rascherem Anstieg im Frühjahr (Oktober) zu einem kurzen Sommergipfel. Im Frühwinter wird der Temperaturabfall an einigen Stationen durch einen Wiederanstieg unterbrochen, der nicht in jedem Jahr auf den gleichen Monat fällt oder gleich intensiv in Erscheinung tritt, während das wenig ausgeprägte Minimum meist im Spätwinter eintritt [100]. Da diese Form des jährlichen Temperaturgangs in der Antarktis verbreitet auftritt und nicht nur an den Küstenstationen, ist die früher übliche Deutung dieser Erscheinung als Wirkung von Wärmezufuhr durch das relativ dünne Meereis kaum ausreichend. Man muß vielmehr auch darin eine Auswirkung des meridionalen Austausches sehen, durch den verhindert wird, daß sich die Polargebiete unter ein gewisses Maß abkühlen. Der regulierende Mechanismus könnte etwa so funktionieren: Mit der sinkenden Sonne wird im Herbst die Strahlungsbilanz stark negativ, eine rasche Abkühlung des antarktischen Kontinents ist die Folge. Da die umgebenden Meere zugleich nur unerheblich kälter werden, entstehen starke meridionale Temperaturgradienten. Die dadurch bedingte Intensivierung der Zirkulation äußert sich in der Entwicklung zahlreicher Sturmzyklonen, an deren Vorderseite Warmluft nach Süden geführt wird. Diese Warmluftmassen können auch das Innere des antarktischen Kontinents erreichen, wie ALVAREZ und LIESKE [*101*] durch die Analyse eines eindrucksvollen Falles nachweisen konnten. Am 11. Mai 1957 erreichte die Warmluft an der Westflanke eines am 120. westlichen Meridian entstandenen blockierenden Hochdruckrückens mit Nordsturm die Küste des Kontinents. Während in Little America V die Temperatur an diesem Tag eine Rekordhöhe von −1,3°C erreichte, war zugleich die Temperatur an der Südpolstation auf −73,6°C gesunken. Bis zum nächsten Tag hatte die Warmfront die Südpolstation überschritten, die Temperatur war um 30°C auf −43,9°C angestiegen. Durch die dichte Wolkendecke wurde die langwellige Ausstrahlung wirksam abgeschirmt, so daß drei Tage später mit −34,5°C das Monatsmaximum der Temperatur am Südpol eintrat. Ein weiterer Fall mit frontaler Warmluftadvektion an der Südpolstation wurde von P. ASTAPENKO [*96*] für die Periode 26. bis 30. Juli 1958 beschrieben. Eine Tiefdruckrinne mit mehreren Zentren war von der Ross-See zur Weddell-See erstreckt, die Hauptzyklone lag zwischen der Byrd- und der Südpolstation. Sind derartige Fälle mit gänzlicher Beseitigung der Bodeninversion auch selten oder bei der geringen Stationsdichte nicht immer einwandfrei zu analysieren, so ist doch die Wirkung der Wolkenfelder von Höhenfronten im Wärmehaushalt des Inlandeises sehr spürbar, weil die langwellige Ausstrahlung nicht nur verhindert wird, sondern häufig langwellige Einstrahlung beobachtet wird. Studien der Strahlungsbilanz in Little America V während der Winternacht 1957 zeigten langwellige Einstrahlung in einem Viertel der Gesamtzeit [*75*]. Durch diese Vorgänge wird der Temperaturfall über dem antarktischen Kontinent verzögert oder sogar in das Gegenteil verkehrt. Im Laufe des Winters frieren die Meere rings um die Küsten etwa 1000 km weit, und die meridionalen Temperaturgradienten werden schwächer. Die Beruhigung der Zirkulation führt zu Perioden heiterer Witterung und damit zu einem erneuten Absinken der Temperatur über dem antarktischen Kontinent. Die Vorgänge wiederholen sich, wobei aber die von Norden herangeführten Luftmassen wegen des langen Weges über das gefrorene Meer nun kälter sind als zu Beginn des Winters; die tiefsten Temperaturen werden daher gewöhnlich im Spätwinter beobachtet.

Tabelle 5. *Wärmehaushalt des Schnees während der Winternacht* (21. April bis 20. August 1957, Little America V, 78°11′S, 162°10′W)

Mittlere Abkühlung einer 8 m mächtigen Schneeschicht	−4,1°C	
Effektiver Wärmeverlust des Schnees	− 679 cal/cm²	− 24 %
Strahlungsbilanz	−2809 cal/cm²	−100 %
Zufuhr von fühlbarer Wärme aus der Luft durch turbulenten Austausch	+ 1440 cal/cm²	+ 51 %
Zufuhr von Sublimationswärme	+ 690 cal/cm²	+ 25 %
Netto-Sublimation	+ 1,02 g/cm²	

Wie stark die meridionale Zufuhr von Warmluft den Wärmehaushalt der antarktischen Schneefelder beeinflußt, hat eine Studie des winterlichen Wärmehaushaltes der Schneedecke bei Little America V im Winter 1957 gezeigt [*75*]. Während der viermonatigen Periode, in der die Sonne unter dem Horizont blieb, wurden die obersten acht Meter der Schneedecke um −4,1°C abgekühlt, was einem Wärmeverlust von −679 cal/cm² entspricht (vgl. Tabelle 5). Die Strahlungsbilanz des Schnees, in der die Reduktion der Ausstrahlung durch Wolken bereits enthalten ist, zeigte in der gleichen Zeit eine Wärmeabgabe von −2809 cal/cm²; nur etwa ein Viertel davon verursachte die beobachtete Abkühlung des Schnees. Immer wenn die Luft wärmer ist als die Oberfläche des Schnees, fließt durch den turbulenten Austausch ein Strom fühlbarer Wärme zur Schneeoberfläche. Aus den beobachteten Werten der Windgeschwindigkeit und des vertikalen Temperaturgradienten berechnet sich eine Zufuhr von +1440 cal/cm² im betrachteten Zeitraum. Diese Wärmezufuhr deckt 51% der ausgestrahlten Wärmemenge, was nicht ausreichend ist, um den geringen Wärmeverlust des Schnees zu verstehen. Man muß annehmen, daß der Restbetrag in Form latenter Wärme dem Schnee zugeführt wird, daß also die Sublimation von Reif die Verdunstung übertrifft. Eine Menge von 1,02 g Reif pro cm² wäre ausreichend, um die Wärmebilanz der vier Wintermonate auszugleichen. Die Größenordnung der Reifmenge stimmt mit den Abschätzungen von V. SCHYTT [*102*] für die Umgebung von Maudheim überein.

Der Wärmehaushalt des antarktischen Eises ist heute wohl nahezu ausgeglichen. Von der in der Antarktis wegen der geringen Trübung der Luft sehr intensiven Sonnenstrahlung kann nur ein kleiner Teil zur Erwärmung des Schnees verwendet werden, weil die Albedo zumeist größer als 85% ist [*103*]. Das würde

[1]) Am 29. Juli 1957 wurde an der Südpol-Station ein Tagesmittel der Temperatur von −70°C bei einer mittleren Windgeschwindigkeit von 30 km/Std beobachtet!

sich erst dann ändern, wenn durch zunehmende Verschmutzung des Schnees die Albedo verringert und damit die Absorption von Strahlungsenergie vermehrt würde. Dazu müßten entweder die Apergebiete eine wesentlich größere Ausdehnung annehmen oder die Temperatur müßte so weit steigen, daß größere Randgebiete des Inlandeises im Sommer regelmäßig den Schmelzpunkt erreichen. Auf die Bedeutung der 0°-Grenze für den Wärmeumsatz hat besonders G. H. LILJEQUIST [*74*] hingewiesen. Die Erhaltung der antarktischen Eismasse dürfte somit aus der hohen Albedo ihrer Oberfläche zu verstehen sein, die es bewirkt, daß die 0°-Isotherme des wärmsten Monats (Januar) praktisch überall außerhalb der Küsten liegt [*104*]. Die pleistozänen Eisschilde auf der Nordhalbkugel hatten ganz andere Lebensbedingungen: Von den ausgedehnten Landmassen an ihren Südrändern, die sich im Sommer stark erwärmten, wurde Staub in die Randgebiete des Eises geweht, deren Albedo dadurch verringert wurde. Infolge der dann zu erwartenden intensiven Schmelzung hatten die Randgebiete dieser Eisschilde eher den Charakter temperierter Gletscher, die bei den heutigen klimatischen Bedingungen rasch von den Rändern her aufgezehrt werden mußten, als die Niederschläge zu ihrer Erhaltung nicht mehr ausreichten. Das antarktische Inlandeis ist heute noch zur Gänze ein kalter Gletscher, der durch echte zyklonale Niederschläge offenbar ausreichend ernährt wird. Die heutige langsame Erwärmung der Erde kann, wenn sie innerhalb der aus den Interglazialzeiten bekannten Grenzen bleibt, das antarktische Eis kaum in den temperierten Zustand überführen. Die aus der Erwärmung ebenfalls folgende Zunahme der Niederschläge müßte es zunächst eher anwachsen lassen oder doch im Gleichgewicht erhalten.

Änderungen des Meeresniveaus und der Eishaushalt in der Antarktis

Betrachten wir den derzeit positiven Massenhaushalt des antarktischen Eises als gegeben und nicht als durch ungenügende Kenntnis der Bilanzposten vorgetäuscht, dann werden etwa 500 km³ Wasser jährlich aus dem Kreislauf entzogen und am antarktischen Kontinent als Akkumulationsüberschuß von 3,5 cm deponiert. Der Spiegel der Weltmeere müßte dadurch um 1,4 mm pro Jahr fallen, während ein Anstieg um etwa 1,1 mm pro Jahr durch Pegelbeobachtungen gesichert erscheint [*45*]. Dennoch können beide Zahlen die richtige Größenordnung haben, wenn durch eine dritte Ursache der Meeresspiegel gleichzeitig zu einem Ansteigen um etwa 2,5 mm/Jahr veranlaßt werden würde. Schmelzwasser aus anderen Gletschergebieten kann wohl nur einen Bruchteil dieser Wassermenge liefern, doch muß eine Zunahme der Wassertemperatur der Ozeane durch thermische Expansion einen Anstieg des Meeresspiegels zur Folge haben. Rechnet man mit einem thermischen Ausdehnungskoeffizienten des Seewassers von $140 \cdot 10^{-6}$ (für einen Salzgehalt von 35‰, die mittlere Temperatur der Ozeane von +3,8°C und den mittleren Seedruck von 2000 Dezibar), dann ergibt sich bei der mittleren Tiefe der Ozeane von 3800 m der erforderliche Anstieg um 2,5 mm bei einer mittleren Erwärmung des Meerwassers um etwa 0,005°C pro Jahr. Die Größenordnung dieser Erwärmung erscheint möglich; J. BJERKNES [*105*] hat gefunden, daß die Oberflächentemperatur des Nordatlantik während der 36 Jahre 1890/97 bis 1926/33 um etwa 0,3°C angestiegen ist. Daß die Erwärmung nicht auf die Oberfläche beschränkt geblieben ist, zeigt die Wiederholung einiger „Meteor"-Profile über den tropischen Südatlantik durch das Schiff „Crawford" im Jahre 1957. Innerhalb der 30 Jahre ist in mittleren Tiefen von 1500 m eine Erwärmung um 0,3° C eingetreten [*106*]. Nach G. NEUMANN [*107*] ist die Oberflächentemperatur des Nordatlantik zwischen den Perioden 1900—1925 und 1926—1950 weiter angestiegen. Die Erwärmung ist einer komplizierten Folge von Temperaturschwankungen überlagert, die mit Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation eng verbunden sind. M. RODEWALD [*108*] konnte eine Erwärmung auch im Nordteil des Pazifischen Ozeans nachweisen; weitere Angaben hat A. WAGNER [*56*] zusammengestellt[1]). Ohne Zweifel gibt es noch andere Möglichkeiten zur Erklärung eustatischer Meeresspiegelschwankungen; Veränderungen im Massenhaushalt des antarktischen Eises werden daran aber stets einen wichtigen Anteil haben. Im Augenblick läßt sich lediglich sagen, daß ein positiver Massenhaushalt des antarktischen Eises anderen geophysikalischen Vorgängen, deren Zeugen wir sind, *nicht* widerspricht.

Während des IGY und der IGC wurden die letzten größeren Entdeckungen auf der Erde in der Antarktis gemacht. Noch sind wir weit davon entfernt, die Antarktis zu kennen, und noch für lange Jahre werden geophysikalische Erkenntnisse die wahren Schätze sein, die es dort zu heben gilt. Nach kritischer Sichtung wird ihre Einfügung in unser geophysikalisches Erdbild dieses in manchen Punkten ergänzen und modifizieren.

Literatur

[*1*] WEYPRECHT, CARL v.: Tageblatt der 48. Verslg. Deutscher Naturforscher und Ärzte, Graz 18.—24. Sept. 1875. — Die österreichische arktische Beobachtungsstation auf Jan Mayen 1882/83. Wien: Gerold & Co. 1882. — [*2*] BLUNDELL, D. J., T. NAGATA u. G. TURNBULL: Antarctic Sympos. Buenos Aires, Nov. 1959. I.U.G.G. Monograph No. 5, 43, 45, 47, Paris 1960. — [*3*] PLUMSTEAD, E. P.: Antarctic Sympos. Buenos Aires, Nov. 1959. I.U.G.G. Monograph No. 5, 77, Paris 1960. — BLUNDELL, D. J.: Polar Record 10, No. 67, 349 (1961). — FLOHN, H.: Naturw. Rdsch. **12**, 375 (1959). — [*4*] ROBIN, G. DE Q.: Norwegian-British-Swedish Antarctic Exped. 1949—1952. Scientific Res., Vol. V, Glaciology III. Oslo: Norsk Polarinstitutt 1958. — [*5*] DRYGALSKI, E. v., u. F. MACHATSCHEK: Gletscherkunde. Wien: Franz Deuticke 1942. — [*6*] GOULD, L. M.: Proc. Amer. Phil. Soc. **82**, 835 (1940). — [*7*] CRARY, A. P.: IGY-Bulletin No. 27, Sept. 1959*). — [*8*] CRARY, A. P., u. F. VAN DER HOEVEN: Sympos. Antarctic Glaciol. IAH, Helsinki, Aug. 1960. — CRARY, A. P.: IGY-Bulletin No. 39, Sept. 1960. — [*9*] IMBERT, B.: Sympos. Antarctic Res., Wellington, N.Z., Febr. 1958. — [*10*] MATHER, K. B., u. M. I. GOODSPEED: Polar Record **9**, No. 62, 436 (1959). — [*11*] NUDELMAN, A. V.: Sovetskie ekspedicii v Antarktiku 1955—1959. Moskva: Izdatelstvo Akademii Nauk SSSR 1959. — Sovetskaja Antarkt. Eksped. 13, Wtoraja Kontin. Eksped. 1956—1958, Materiali nabludennij, Leningrad: Izdatelstvo „Morskoj Transport" 1960. — [*12*] NUDELMAN, A. V.: Sovetskie ekspedicii v Antarktiku 1958—1960 gg. Moskva: Izdatelstvo Akademii Nauk SSSR, 1960. — [*13*] PRATT, G.: Geogr. J. **125**, 351 (1959). — [*14*] KOSACK, H. P.: Die Antarktis. Heidelberg: Keysersche Verlagsbuchhandlung 1955. — [*15*] Ro-

[1]) *Zusatz bei der Korrektur.* H. WEXLER [*109*] hat soeben das Problem Eishaushalt in der Antarktis und Änderung des Meeresniveaus kritisch diskutiert. Sicherlich muß man der Mahnung zur Vorsicht zustimmen und wird sich hüten, aus den vorliegenden Beobachtungen der Veränderung des Meeresniveaus und der ozeanischen Temperaturen das Verhalten des antarktischen Eises abzuleiten. Zunächst geht es aber lediglich darum, die durch zahlreiche direkte Beobachtungen der Massenhaushaltsgrößen festgestellte positive Bilanz des antarktischen Eises auf ihre geophysikalische Möglichkeit hin zu untersuchen. Noch gibt es keinen zwingenden Grund, der eine positive Massenbilanz des antarktischen Eises unmöglich erscheinen ließe.

BERTS, B.: Polar Record 9, No. 61, 358 (1959). — [16] IGY-Bulletin No. 26, Aug. 1959. — [17] USCHAKOV, S. A., u. G. E. LAZAREV: Informatsionnij Bulletenij Sovetskoj Antarktitscheskoj Ekspeditsii No. 10, 9 (1959). — [18] ROBIN, G. DE Q.: Polar Record 10, No. 64, 3 (1960). — [19] OSTENSO, N. A.: IGY Glaciol. Report Series No. 1, IGY-WDC A, New York: American Geographical Society 1958. — OSTENSO, N. A., u. C. R. BENTLEY: IGY Glaciol. Report Series No. 2, IGY-WDC A, New York: American Geographical Society 1959. — [20] ANDERSON, V. H.: USNC-IGY Antarctic Glaciol. Data, Rep. No. 2, Part VIII. Columbus: Ohio State University 1960. — [21] THIEL, E., N. A. OSTENSO u. C. R. BENTLEY: IGY-Bulletin No. 25, July 1959. — [22] LONG, W. E.: USNC-IGY Antarctic Glaciol. Data, Rep. No. 2, Part VII. Columbus: Ohio State University 1959. — [23] THIEL, E.: Sympos. Antarctis. Glaciol. IAH, Helsinki, Aug. 1960. — DOUMANI, G. A.: IGY-Bulletin No. 41, Nov. 1960. — [24] THIEL, E., u. I. C. BEHRENDT: IGY Glaciol. Report Series No. 2, IGY-WDC A, New York: American Geogr. Society 1959. — [25] THIEL, E., J. C. BEHRENDT, E. A. BRADLEY u. F. T. TURCOTTE: IGY-Bulletin No. 30, Dec. 1959. — [26] TREVES, S.: USNC-IGY Antarctic Glaciol. Data, Rep. No. 2, Part V. Columbus: Ohio State University 1959. — [27] THIEL, E.: Sympos. Antarctic Glaciol. IAH, Helsinki, Aug. 1960. Polar Record 10, No. 67, 335 (1961). — [28] AUGHENBAUGH, N. B.: USNC-IGY Antarctic Glaciol. Data, Rep. No. 1, Part I. Columbus: Ohio State Univ. 1958. — [29] STEPHENSON, P. J.: Antarctic Sympos. Buenos Aires, Nov. 1959. I.U.G.G. Monograph No. 5, 80, Paris 1960. — [30] OSTENSO, N. A., CH. R. BENTLEY, J. C. BEHRENDT u. H. F. BENNETT: Antarctic Sympos. Buenos Aires, Nov. 1959. I.U.G.G. Monograph No. 5, 76, Paris 1960. — [31] BAUER, A.: Eiszeitalter u. Gegenwart 6, 60 (1955). — [32] CAILLEUX, A.: Rev. Géomorph. dynamique 3, No. 1 (1952). — [33] BAUER, A.: Sympos. Antarctic Glaciol. IAH, Helsinki, Aug. 1960. — [34] ODELL, N. E. in: The Antarctic Today. Wellington, New Zealand Antarctic Society, 1952. — [35] MELLOR, M.: Geogr. J. 125, 230 (1959). — J. Glaciol. 3, 279 (1958). — [36] JIVAGO, A. V.: Sympos. Antarctic Res., Wellington, N.Z., Febr. 1958. — [37] Polar Record 9, No. 63, 573 (1959). — [38] KLEBELSBERG, R. v., in: Deutsche Antarktische Expedition 1938/39, Bd. I, Wissenschaftliche und fliegerische Ergebnisse. Leipzig: Koehler & Amelang 1942. — [39] CROHN, P. W.: A.N.A.R.E. Reports Ser. A, Vol. III, Geology. Melbourne: Antarctic Division Department of External Affairs, 1959. — [40] ŠUMSKIJ, P. A.: J. Glaciol. 3, 56 (1957). — [41] PÉWÉ, TROY L.: Sympos. Antarctic Res., Wellington, N.Z., Febr. 1958. — [42] ŠUMSKIJ, P. A.: Sympos. Antarctic Res., Wellington, N.Z., Febr. 1958. — [43] SWITHINBANK, CH.: Norwegian-British-Swedish Antarctic Exped. 1949—1952, Scientific. Res. Vol. III, Glaciology I D. Oslo: Norsk Polarinstitutt, 1959. — [44] JOSHIKAWA, T., u. H. TOYA: Antarctic Sympos. Buenos Aires, Nov. 1959. I.U.G.G. Monograph No. 5, 71, Paris 1960. — [45] FLINT, R. FOSTER: Glacial and Pleistocene Geology. New York: John Wiley & Sons, Inc. 1957. — [46] TAYLOR, GRIFFITH: Antarctica. In: Regionale Geologie der Erde, Bd. 1, Abschn. VIII. Leipzig: Akad. Verlagsges. m.b.H. 1940. — [47] VORONOV, P. S.: Antarctic Sympos. Buenos Aires, Nov. 1959. I.U.G.G. Monograph No. 5, 81, Paris 1960. — [48] PÉWÉ, TROY L.: USNC-IGY Antarctic Glaciol. Data, Rep. No. 2, Part IX. Columbus: Ohio State University 1960. — [49] BÜDEL, J.: Würzburger geogr. Arb. H. 8 (1960). — [50] KOLB, A., in: Geographische Forschungen (Festschrift H. KINZL), Schlernschriften No. 190, 123. Innsbruck: Univ. Verlag Wagner 1958. — [51] SMITH, J.: Antarctic Sympos. Buenos Aires, Nov. 1959. I.U.G.G. Monograph No. 5, 69, Paris 1960. — J. Glaciol. 3, 707 (1960). — [52] SCOTT, R. F.: Geogr. J. 25, 353 (1905). — [53] MEINARDUS, W.: Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. 184, 1925; 137, 1928. — [54] PENCK, A.: S.-B. preuß. Akad. Wiss., phys.-math. Kl. 76, 1928. — [55] SIMPSON, G. C.: Quart. J. R. Met. Soc. 60, 425 (1934). — [56] WAGNER, A.: Klimaänderungen und Klimaschwankungen. In: Die Wissenschaft, Bd. 92. Braunschweig: Vieweg & Sohn 1940. — [57] WILLETT, H. C., in: Climatic Change. Cambridge, Mass.: Harvard Univ. Press 1953. — [58] ÖPIK, E. J.: Contrib. Armagh Observatory No. 9, 1953. — [59] AHLMANN, H. W.: Glacier Variations and Climatic Fluctuations. New York: Amer. Geogr. Soc. 1953. — [60] SCHWARZBACH, M.: Das Klima der Vorzeit. Stuttgart: Ferdinand Enke Verlag 1950. — [61] ZEUNER, F. E.: The Pleistocene Period. London: Hutchinson & Co. 1959. — [62] HOINKES, H.: Arch. Meteor., Geophys. u. Bioklim., Ser. B 8, 56 (1957). — [63] EPSTEIN, S., u. R. P. SHARP: IGY-Bulletin No. 21, March 1959. — [64] PICCIOTTO, E.: Antarctic Sympos. Buenos Aires, Nov. 1959. IUGG Monograph No. 5, 66, Paris 1960. — [65] LORIUS, C.: Sympos. Antarctic Glaciol., IAH Helsinki, Aug. 1960. — [66] GOLDTHWAIT, R. P., u. R. L. CAMERON: Sympos. Antarctic Glaciol., IAH Helsinki, Aug. 1960. — [67] KOTLYAKOV, V. M.: Sympos. Antarctic Glaciol., IAH Helsinki, Aug. 1960. — [68] GIOVINETTO, M. B.: USNC-IGY Antartic Glaciol. Data, Rep. No. 2, Part IV. Columbus: Ohio State Univ. 1960. — [69] ŠUMSKIJ, P. A.: Sovetskaja Antarkt. Eksped. 9, Wtoraja Kontin. Eksped. 1956—1958, Nautschnie Res. 126, Leningrad Izdatelstvo „Morskoj Transport" 1960. — [70] MELLOR, M.: J. Glaciol. 3, 522 (1959). — [71] MEINARDUS, W.: Klimakunde der Antarktis. Im Handbuch der Klimatologie, Bd. IV, Teil U. Berlin: Gebr. Borntraeger 1938. — [72] KOSACK, H. P.: Polarforschung 3, H. 1/2, 286 (1956). — [73] LOEWE, F.: Antarctic Meteorology, Sympos. Melbourne, Feb. 1959, 361, London: Pergamon Press 1960. — [74] LILJEQUIST, G. H.: Norwegian-British-Swedish Antarctic Exped., 1949—1952, Scientific Res. Vol. II, Part I D, Oslo: Norsk Polarinstitutt 1957. — [75] HOINKES, H.: Sympos. Antarctic Glaciol., IAH Helsinki, Aug. 1960. — [76] DOLGUSHIN, L. D.: Sympos. Antarctic Glaciol., IAH, Helsinki, Aug. 1960. — [77] LOEWE, F.: Études de Glaciologie en Terre Adélie 1951/52. Actualités Scient. et Industr. No. 1247, Paris: Hermann & Cie. Editeurs 1956. — [78] MELLOR, M., u. U. RADOK: Antarctic Meteorology, Sympos. Melbourne, Febr. 1959, 333, London: Pergamon Press 1960. — [79] DINGLE, W. R. J., u. U. RADOK: Sympos. Antarctic Glaciol. IAH, Helsinki, Aug. 1960. — [80] IGY-Bulletin No. 21, March 1959. — [81] GOULD, L. M.: Bull. Geol. Soc. Amer. 46, 1367 (1935). — [82] ZUMBERGE, J. H.: Sympos. of Chamonix, Sept. 1958, IAH Publ. 47, 56, 1958. — [83] WEXLER, H.: Tellus 10, 76 (1958). — J. Glaciol. 3, 626 (1960). — [84] MELLOR, M.: J. Glaciol. 3, 377 (1959). — [85] DOLGUSHIN, L. D.: Sympos. of Chamonix, Sept. 1958, IAH Publ. 47, 111, 1958. — [86] WEIHAUPT, J. G.: Arctic 13, 135 (1960). — [87] MARSHALL, E., u. A. GOW: IGY Glaciol. Report Series No. 1, IGY-WDC A, New York: American Geogr. Soc. 1958. — [88] WEXLER, H.: J. Glaciol. 3, 420, 653 (1959). — [89] BOGOSLOVSKI, V. N.: Sympos. of Chamonix, Sept. 1958, IAH Publ. 47, 287, 1958. — [90] LANGWAY, CHESTER C.: J. Glaciol. 3, 217 (1958). — [91] ROBIN, G. DE Q.: J. Glaciol. 2, 523 (1955). — [92] PROHASKA, F.: Arch. Meteor., Geophys. u. Bioklim., Ser. B 3, 72 (1951); 5, 327 (1954). — [93] WEXLER, H.: Quart. J. R. Met. Soc. 85, 196 (1959); 86, 283 (1960). — [94] RASTORGUEV, VLADIMIR I., u. JOSÉ A. ALVAREZ: IGY General Report Series No. 1, IGY-WDC A, Washington: National Acad. Sciences 1958. — [95] ALT, JEAN, PAUL ASTAPENKO u. N. J. ROPAR: IGY-General Report Series No. 4, IGY-WDC A, Washington National Acad. Sciences 1959. — [96] ASTAPENKO, P. D.: Antarctic Meteorology, Sympos. Melbourne, Feb. 1959, 241, London: Pergamon Press 1960. — [97] TAYLOR, R. C.: Antarctic Meteorology, Sympos. Melbourne, Febr. 1959, 439, London: Pergamon Press 1960. — [98] PALMER, C. E., u. R. C. TAYLOR: J. Geophys. Res. 65, 3319 (1960). — [99] WEXLER, H., W. B. MORELAND u. W. J. WEYANT: Monthly Weather Rev. 88, 43 (1960). — [100] WEXLER, H.: Geophysica 6, 577 (1958). — [101] ALVAREZ, J. A., u. B. J. LIESKE: Antarctic Met. Sympos. Melbourne, Febr. 1959, 115, London: Pergamon Press 1960. — [102] SCHYTT, V.: Norwegian-British-Swedish Antarctic Exped. 1949—1952, Scientific Res. Vol. IV, Part II D, Oslo: Norsk Polarinstitutt 1960. — [103] HOINKES, H.: Arch. Meteor., Geophys. u. Bioklim., Ser. B 10, 175 (1960). — [104] ROOY, M. P. VAN (editor): Meteorology of the Antarctic. Pretoria: Weather Bureau 1957. — [105] BJERKNES, J., in: Rossby Memorial Volume, S. 65. New York: The Rockefeller Inst. Press 1959. — [106] ISELIN, C. O'D., in: Geophysics and the IGY, S. 169. Geophys. Monograph No. 2, AGU Washington 1958. — [107] NEUMANN, G.: Transactions New York Academy of Sciences Ser. II, 22, 615 (1960). — [108] RODEWALD, M.: Deutsche Hydrogr. Zeitschr. 9, 289 (1956). — [109] WEXLER, H.: J. Glaciol. 3, 867 (1961). — [110] GAGE, M.: J. Glaciol. 3, 940 (1961).

Innsbruck, Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität

Eingegangen am 20. Februar 1961

*) Das IGY-Bulletin wird laufend in den Transactions der American Geophysical Union, Washington D.C., publiziert.

Kurze Originalmitteilungen

Für die Kurzen Originalmitteilungen sind ausschließlich die Verfasser verantwortlich

Passage einer Kernspaltprodukt-Schwade in der Höhe ohne Bodenberührung

Über unsere Messungen der natürlichen und künstlichen Radioaktivität der Luft an einer Tal- und einer Bergstation in den Nordalpen wurde hier schon mehrfach berichtet[1]). Wie die Tabelle zeigt, passierte in der Zeit vom 13. 1. bis 14. 1. 61

Tabelle. *Spaltprodukt-Luftradioaktivität an Tal- und Bergstation (Wankgipfel)*

Ferner: vertikaler Temperaturgradient ΔT, Austauschkoeffizient A, Windverhältnisse und Wetterbeobachtungen an der Bergstation. nt = nachts, v = vormittags, n = nachmittags.

Tag und Zeit		Aktivität*) Tal 675 m	Aktivität*) Berg 1780 m	ΔT °C / 100 m	A g / cm · sec	Wind am Wank Richtg.	Wind am Wank m/s	Wetterbeobachtung**)
11.1.61	nt	0,13	0,20	−0,16	1,5	ENE	0,4	Cirrus
	v	0,45	0,66	−0,08	4,3	ENE	3,2	
	n	0,20	0,33	−0,49	115,0	ENE	2,8	(A)
12.1.61	nt	0,10	0,17	−0,52	>200	NNE	3,0	
	v	0,30	0,96	−0,43	>200	NNE	2,2	(B)
	n	0,27	0,69	−0,34	>200	NNE	2,3	
13.1.61	nt	0,12	0,33	−0,16	0,89	NNE	4,3	
	v	0,75	1,45	+0,19	0,75	NNE	4,9	(C)
	n	0,22	1,20	+0,30	1,00	NNE	5,0	
14.1.61	nt	0,07	0,34	+0,54	0,86	WSW	3,8	
	v	0,19	1,80	+0,73	3,00	WNW	2,9	(C)
	n	0,36	0,80	+0,70	28,3	—	—	
15.1.61	nt	0,07	0,12	nicht gemessen		NNE	6,0	—
1.4. bis 31.12.60	$\overline{M}$+)	0,16	0,20	—	—	—	—	—
	$\overline{m}_{max}$	0,41	0,55	—	—	—	—	—

*) Spaltprodukt-Luftradioaktivität in 10^{-13} µC/cm³.
**) Wetterbeobachtung: (A) = Absinkende Schichtbewölkung, Schneefall. (B) = Nebel (Ns), Schneefall nach Kaltfront. (C) = Dunstinversion 1600 m, Stratusobergrenze 1000 m.
+) $\overline{M}$ = Gesamtmittelwert, $\overline{m}_{max}$ = höchster Tagesmittelwert in der Zeit vom 1. 4. bis 31. 12. 1960.

eine *Schwade von Kernspaltprodukten die Bergstation*. Während diese Spitzenwerte weit über dem mittleren Niveau und über dem Maximalwert der vergangenen 9 Monate liegen, wurde an der *Talstation keine überzeugende Erhöhung* gemessen. Der Grund für diese vertikale Diskrepanz liegt in einer stark ausgeprägten Dunstinversion bei 1600 m und einer Bodeninversion mit Stratus bei 1000 m. Deren Sperrwirkung geht nicht nur aus dem ΔT-Wert, sondern auch aus den von uns aus dem vertikalen RaB-Gefälle berechneten aktuellen Werten des Austauschkoeffizienten[1b]) sehr eindeutig hervor. Unsere Beobachtung führt zu regional-meterologischen (a) und global-meteorologischen (b) Folgerungen.

a) *Allein mit Hilfe von Flachland- oder Talstationen ist eine zuverlässige Überwachung der unteren Atmosphäre auf Verseuchung durch Kernspaltprodukte unvollständig.* Bekennt man sich grundsätzlich zur Notwendigkeit einer Überwachung überhaupt, so ist die Konsequenz zu ziehen, daß laufende Messungen im Hochgebirge unumgänglich sind. Sperrschichten im Niveau unter etwa 2000 m NN sind nämlich im Winter, Frühjahr und Herbst überaus häufig. Sporadische Flugzeugmessungen können die kontinuierlich arbeitende Hochstation nicht ersetzen.

b) Die Aktivitätsspitze wurde 17 Tage nach der 3. Kernexplosion in der Sahara erhalten, in voller Übereinstimmung mit der Verzugszeit von 16 Tagen nach dem 1. Sahara-Versuch[2]). Aus diesen Verzugszeiten ergibt sich eine mittlere Strömungsgeschwindigkeit entlang des 40. Breitengrades von 80 km/Std. Der Transport erfolgte demnach sicherlich durch den Subtropen-jet[3]). Nimmt man an, daß dessen Mäanderung eine Wegverlängerung um Faktor 2 verursacht, *so erhält man mit 160 km/Std etwa die tatsächliche mittlere jet-Geschwindigkeit.*

Die Untersuchungen wurden aus Mitteln des Bundesministeriums für Atomkernenergie und Wasserwirtschaft finanziert.

Institut für Gesteinskunde der Universität, München
R. Reiter

Eingegangen am 28. Januar 1961

[1]) Reiter, R.: Naturwissenschaften **47**, a) 300, b) 512 (1960). — [2]) Der 2. brachte hier keine Aktivitätserhöhung. — [3]) Flohn, H.: Geofisica pura e appl. **44**, 271 (1959).

U.V. Spectrum of $KAuCl_4$

Trivalent gold forms diamagnetic complexes of the type $[AuX_4]^-$ with halide ions. They are generally square planar as shown by X-ray crystallography[1]). In the crystal field language[2]) we may describe the ion as Au(III) placed at the origin with four halide ions placed on x and y axes. The degeneracy of the d orbitals of gold is removed, $d_{x^2-y^2}$ becoming least stable since it points directly towards the ligands. In the diamagnetic Au(III) complexes the eight $5d$ electrons will completely fill up the d_{z^2}, $d_{xz}(d_{yz})$ and d_{xy} orbitals leaving $d_{x^2-y^2}$ vacant. This last one together with $6s$ and $6p$ orbitals of gold may form dsp^2 bonds in the Pauling's sense with chlorine p_σ orbitals. But due to high electronegativity of Au(III) π-bonding between chlorine p and gold d orbitals must also be of considerable importance.

$KAuCl_4$ in 1 M HCl (to avoid aquation) shows (Fig. 1) two very strong bands in the u.v. region (226 mµ, $\varepsilon \approx 25600$; 315 mµ, $\varepsilon \approx 4800$). The high extinction values indicate that these must correspond to allowed transitions and not to transitions within the d^8 system of gold. The 315 mµ band is almost definitely due to an electron transfer process from chlorine p to gold $d_{x^2-y^2}$ orbital. The origin of the 226 mµ absorption is less clear. This may be due to a $5d \rightarrow 6p$ transition within the metal atom as indicated by Chatt et al[2]) for Pt(II) complexes. But the alternative that this is another charge transfer band cannot be at once rejected. If both the bands are due to charge transfer then clearly they cannot be associated with the two states viz., $^2P_{3/2}$ and $^2P_{1/2}$ of the halogen atom in the excited state of the complex. The energy difference of 880 cm^{-1} between the above two states of chlorine atom is much too small compared to the gap of 12500 cm^{-1} between the two observed bands of $[AuCl_4]^-$. The following assignments seem to be more tenable: $p_\sigma \rightarrow d_{x^2-y^2}$ at 226 mµ; $p_\pi \rightarrow d_{x^2-y^2}$ at 315 mµ. The $(p_\sigma \rightarrow d_{x^2-y^2})$ transition moment integral is expected to have a much higher value than the $(p_\pi \rightarrow d_{x^2-y^2})$ integral thereby accounting for the large intensity difference. This scheme is similar to that made by Yamatera[3]) for the "third" and "fourth" bands of $[Co(NH_3)_5X]^{++}$ where $p \rightarrow dz^2$ transitions are effective.

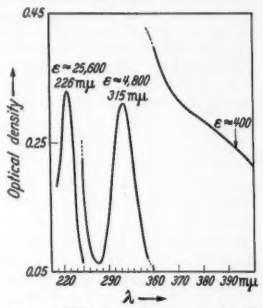


Fig. 1. U.V. Spectrum of $KAuCl_4$ in 1 M HCl

Since Au(III) is a d^8 system several crystal field bands—both singlet and triplet, like those[2]) of K_2PtCl_4—are expected. Possibly some of these bands are completely obscured by the intense charge transfer bands. But the shoulder near 390 mµ ($\varepsilon_{390} \approx 400$) in the spectrum of $[AuCl_4]^-$ may conceivably be due to the overlapping of the tail of 315 mµ absorption with a crystal field band, possibly of the singlet type. A more detailed analysis of the spectra of the different $[AuX_4]^-$-type ions in the region 200 to 800 mµ so as to make the assignments more definite, is in progress.

Author's sincere thanks are due to Dr. S. Basu, F. R. I. C., for constant encouragement and providing all laboratory facilities. Acknowledgement is also due to Dr. M. Chowdhury of this laboratory for valuable comments.

Department of Physical Chemistry, University College of Science, Calcutta-9, India
Animesh Chakravorty

Eingegangen am 14. Januar 1961

[1]) Cox, E. G., and K. C. Webster: J. Chem. Soc. [London] **1936**, 1635. — [2]) Chatt, J., G. A. Gamlen and L. E. Orgel: J. Chem. Soc. [London] **1958**, 486. — [3]) Yamatera, H.: J. Inorg. Nucl. Chem. **15**, 50 (1960).

Die Rotationsanalyse der Bandensysteme des Scandiumoxyds

Die beiden bekannten Bandensysteme des Scandiumoxyds, die im sichtbaren Spektralgebiet liegen, sind rotationsanalysiert. Die Analyse zeigt, daß höchst wahrscheinlich das blaugrüne System einen Übergang $^2\Sigma - {}^4\Sigma (B\,^2\Sigma - X\,^4\Sigma)$ und das

orange System einen Übergang $^2\Pi - {}^4\Sigma (A\,^2\Pi - X\,^4\Sigma)$ darstellt.

Im blaugrünen System sind die Banden 0,0 und 1,0 analysiert. Für das orangefarbene System ist bisher nur die Analyse des $A\,^2\Pi_{\frac{3}{2}}$-Terms fertiggestellt. In beiden Systemen sind kleine Störungen gefunden worden. Die nachstehenden Konstanten sind wie folgt errechnet:

$X\,^4\Sigma$	$B_0'' = 0{,}5137\ \mathrm{cm}^{-1}$	$D_0'' = 0{,}59 \cdot 10^{-6}\ \mathrm{cm}^{-1}$
$A\,^2\Pi_{\frac{3}{2}}$	$B_0' = 0{,}5044\ \mathrm{cm}^{-1}$	$D_0' = 0{,}64 \cdot 10^{-6}\ \mathrm{cm}^{-1}$
$B\,^2\Sigma$	$B_0' = 0{,}4831\ \mathrm{cm}^{-1}$	$D_0' = 0{,}67 \cdot 10^{-6}\ \mathrm{cm}^{-1}$
	$B_1' = 0{,}4805\ \mathrm{cm}^{-1}$	$D_1' = 0{,}72 \cdot 10^{-6}\ \mathrm{cm}^{-1}$

Eine ausführlichere Arbeit wird im Arkiv für Fysik veröffentlicht werden. Eine Untersuchung der Rotationsstruktur der analogen LaO-Banden ist in Arbeit.

Physikalisches Institut der Universität Stockholm, Stockholm

LARS ÅKERLIND

Eingegangen am 17. Februar 1961

Zusammenhang zwischen Röntgenreflexverbreiterung von Aluminiumpulvern und der Warmhärte daraus gewonnener Preßkörper

Die außergewöhnlichen mechanischen Eigenschaften, insbesondere die hohe Warmfestigkeit der nach den Vorschlägen von IRMANN[1]) hergestellten Aluminium-Sinterwerkstoffe, waren in den letzten Jahren öfters Gegenstand eingehender Untersuchungen[2]). Diese ergaben, daß das Aluminiumoxyd als heterogener Legierungsbestandteil eine wesentliche Voraussetzung für die hohe Warmhärte ist, daß aber, wie LENEL, BACKENSTO und ROSE[2]) deutlich zeigten, der Oxydgehalt selbst kein direktes Maß für die Warmhärte darstellt.

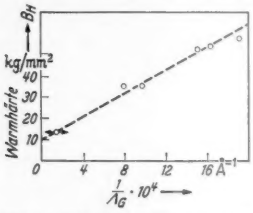


Fig. 1. Brinellhärte bei 350° C in Abhängigkeit von der reziproken Teilchengröße

Zur Klärung dieser Fragen wurde an Aufnahmen von Aluminiumpulvern verschiedener Herstellung die Linienverbreiterung mit dem Zählrohr-Interferenz-Goniometer quantitativ vermessen. Die anfangs gemessenen Halbwertsbreiten wurden nach der Methode von KOCHENDÖRFER[3]) korrigiert und ausgewertet. Bei den später durchgeführten Integralbreitenmessungen diente zur Korrektur der Breite die Methode von VAN NIEKERK, SCHÖNING und HAUL[4]). Die Auswertung zur Ermittlung von Teilchengröße und Gitterverzerrung (Eigenspannung II. und III. Art) geschah nach der Darstellung von HALL[5]), die für die beiden Grenzfälle einer linear- und quadratisch-additiven Zusammensetzung der Teilchengrößen- und Verzerrungsbreite zur reduzierten Breite angewendet wurde.

Neben den technischen Pulvern umfaßten die Messungen auch Pulver, die in einer Laborkugelmühle unter Variation des Mahlmediums (Benzol, Petroläther, Butylacetat) und unter einstellbarem Argon/Sauerstoff-Partialdruckverhältnis hergestellt worden waren, und schließlich eine Probe von Aluminiumfeilspänen aus Reinstaluminium.

Die Auswertungen ergaben Verbreiterungen durch Teilchenkleinheit und Gitterverzerrungen. Die Gesamtverbreiterung ist, absolut betrachtet, klein, jedoch im Vergleich zu den Verbreiterungen an Aluminiumfeilspänen von Reinstaluminium auffallend groß. Die Kohärenzbereiche kommen in einigen Fällen bis auf 500 Å herunter und sind im Durchschnitt um den Faktor 10 bis 100 kleiner als bei kaltverformtem Reinstaluminium ohne feinverteilte Oxydeinlagerung. Proben mit besonders kleinen Teilchen zeigen auch auffallend starke Gitterverzerrungen. Bei den meisten Proben konnte deutlich ein Anisotropieeinfluß auf die Verbreiterung festgestellt werden. Die Prüfung auf Stapelfehler an einem stark verbreiterten, den Anisotropieeffekt zeigenden technischen Pulver ergab erwartungsgemäß keine Anzeige für das Vorliegen von Stapelfehlern in merklichem Umfang.

Messungen nach dem Tempern der Proben bis auf 500° C ergaben nur geringfügige Vergrößerung der Kohärenzbereiche. Die Gitterverzerrungen der gemahlenen Pulver blieben größtenteils erhalten; die der Feilspäne des Reinstaluminium heilten praktisch aus.

Die röntgenographischen Messungen der Teilchengröße konnten in Zusammenhang mit der Warmhärte der aus den Pulvern hergestellten Sinterpreßkörpern gebracht werden (s. Fig. 1).

Diese Darstellung rechtfertigt die Annahme, daß in den Ausgangspulvern mit kleiner Primärteilchengröße bereits die Voraussetzungen für die hervorragende Warmfestigkeit der Festkörper gegeben sind. Dafür sprechen auch die noch nach dem Tempern auf 500° C vorliegenden Gitterverzerrungen. Die offensichtliche Behinderung der Rekristallisation wird verursacht durch die in ihrer Kleinheit das Pulverkorn aufbauenden, durch Ein- bzw. Auflagerung dünner Oxydlamellen stabilisierten Kristallite.

Dagegen zeigten kugelige Aluminiumpulver (Kristallitgröße etwa 20 μ), die durch Pressen eine hohe Kaltverformung erhalten hatten, starke Verzerrungen, aber *keine* meßbare Teilchengrößenverbreiterung. Beim Tempern heilten die Gitterverzerrungen wieder vollständig aus.

Eine Erklärung für die große Härte läßt sich aus der Versetzungstheorie herleiten, indem man annimmt, daß die feste Bindung des Sauerstoffs an das Aluminium die Diffusion der Versetzungen zu der Oberfläche des Kristalliten hin behindert und somit die Versetzungen, die beim Mahlprozeß in großem Umfang entstehen, sich aufstauen. Für eine Aufstauung der Versetzungen sprechen die Eigenspannungen, da nach U. DEHLINGER[6]) Eigenspannungen nur solange bestehen, als Versetzungen im Inneren des Werkstückes vorhanden sind.

Institut für anorganische Chemie der Universität, Frankfurt a.M. (Direktor: Prof. Dr. P. ROYEN)

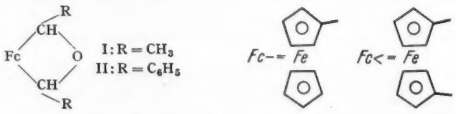
H. ROMEIS und P. ROYEN

Eingegangen am 2. Februar 1961

[1]) IRMANN, R.: Techn. Rundschau [Bern] **41**, 19 (1949). — [2]) IRMANN, R.: Aluminium **33**, 250 (1957). — GRANT, N. J., u. O. PRESTON: Trans. Amer. Inst. Mining and Metallurg. Eng. **209**, 349 (1957); J. Metals **9** (1957). — LENEL, F. V., A. B. BACKENSTO jr. u. M. V. ROSE: Trans. Amer. Inst. Min. and Metallurg. Eng. **209**, 124 (1957); J. Metals **9** (1957). — [3]) KOCHENDÖRFER, A.: Z. Kristallogr. **105**, 393 (1944). — [4]) NIEKERK, J. N. VAN, F. L. R. SCHÖNING u. R. A. W. HAUL: Proc. Phys. Soc. [London] B **65**, 528 (1952). — [5]) HALL, W. H.: Proc. Phys. Soc. [London] A **62**, 741 (1949). — [6]) DEHLINGER, U.: Z. Metallkunde **50**, 126 (1959).

Eine schonende Methode zur Dehydratisierung von Ferrocenyl-carbinolen

Im Zusammenhang mit Untersuchungen über Ferrocenyl-äthinyl-carbinole machten wir die Beobachtung, daß bei der Chromatographie von Ferrocenyl-äthyl-carbinol ($Fc \cdot CHOH \cdot C_2H_5$, $n_D^{20} = 1{,}6100$), dem Reduktionsprodukt von $Fc \cdot CHOH \cdot C{\equiv}CH$ (Schmp. 81 bis 83°), an *saurem* Aluminiumoxyd („WOELM", Akt.-Stufe I) eine ungesättigte Verbindung (Schmp. 25°) entstand. Nach Analysendaten, IR-Spektrum und Hydrierungsbefund handelte es sich dabei um Propenyl-ferrocen ($Fc \cdot CH{=}CHCH_3$), das bei der Hydrierung n-Propyl-ferrocen ($Fc \cdot C_3H_7$, $n_D^{20} = 1{,}5880$) lieferte; dieses konnte seinerseits durch Reduktion von Propionyl-ferrocen ($Fc \cdot COC_2H_5$) gewonnen werden. Diese schonende Methode zur Dehydratisierung, die unseres Wissens keine Parallele in der Benzolchemie besitzt, schien auch insofern von Interesse, als bisher auch in der Ferrocenreihe zur Wasserabspaltung nur ziemlich drastische Methoden herangezogen worden waren[1]). Das neue Verfahren konnte auch auf weitere Ferrocenyl-carbinole ausgedehnt werden, wobei sich neben der Chromatographie an einer Säule auch kurzes Schütteln (15 bis 30 min) einer Benzollösung des Carbinols mit der 5 bis 10fachen Menge an saurem Al_2O_3 bei Zimmertemperatur (oder kurzes Erwärmen) als anwendbar und — vor allem bei größeren Ansätzen — wegen der Zeit- und Materialersparnis als vorteilhaft erwies.



Methyl-äthyl-ferrocenyl-carbinol [$Fc \cdot COH(CH_3)C_2H_5$, $n_D^{20} = 1{,}5907$] gab dabei in glatter Reaktion $Fc \cdot C(CH_3){=}CHCH_3$ (Schmp. 30 bis 35°), das zum entsprechenden Isobutyl-ferrocen [$Fc \cdot CH(CH_3)C_2H_5$, $n_D^{20} = 1{,}5825$] hydriert werden konnte, welches auch aus $Fc \cdot COH(CH_3)C{\equiv}CH$ (Schmp. 49°) durch Hydrierung unter gleichzeitiger Hydrogenolyse der

OH-Gruppe zugänglich ist; aus Ferrocenyl-methyl-carbinol erhielt man in 50%iger Ausbeute monomeres Vinyl-ferrocen (Schmp. 45 bis 48°)[1b], [2]. (Unter den gleichen Bedingungen entstand aus Phenyl-methyl-carbinol kein Styrol.) Es scheint, besonders was die Einfachheit der Synthese dieser interessanten Verbindung betrifft, unsere Darstellung den bisher beschriebenen Methoden [Pyrolyse des Carbinols oder seines Acetates mit Al_2O_3 bei 200°: Ausbeuten 21 bzw. 56%[1b]); Behandlung von $Fc \cdot CH_2CH_2N(CH_3)_3^+ J^-$ mit Lauge: 3%[2])] überlegen zu sein.

Eine Stütze für die Annahme, daß die leichte Dehydratisierbarkeit auf die große Bildungstendenz und Stabilität von Ferrocenyl-carbenium-Ionen[3]) vom Typ $Fc \cdot C^+<$ zurückzuführen sein dürfte (E1-Mechanismus), erblicken wir in der Umsetzung von $Fc \cdot CH_2OH$ [4]) mit (saurem) Al_2O_3, wobei wir in der Wärme (sehr wahrscheinlich durch elektrophile Substitution durch das intermediär anzunehmende Kation $Fc \cdot CH_2^+$) ein polymeres Produkt $(-Fc \cdot CH_2-)_n$ erhielten, während Reaktion bei Zimmertemperatur in guten Ausbeuten den Bisferrocenylmethyl-äther ($Fc \cdot CH_2OCH_2 \cdot Fc$, Schmp. 134 bis 136°)[4]) lieferte.

Ähnliche Ergebnisse, d.h. Ätherbildung erhielt man im Falle der heteroannularen Glykole $Fc(CHOH \cdot CH_3)_2$ und $Fc(CHOH \cdot C_6H_5)_2$, wobei die überbrückten zyklischen Äther I und II (Schmp. 102 bis 103° bzw. 197 bis 198°) entstanden, die auch aus den Glykolen mit p-Toluolsulfochlorid in der Hitze erhalten werden konnten[5]). Beim erstgenannten Glykol bildete sich mit Al_2O_3 (besonders in der Wärme) bis gegen 25% des instabilen 1,1'-Divinyl-ferrocens $Fc(CH=CH_2)_2$, das nach Hydrierung als Diäthylferrocen ($n_D^{20} = 1{,}5765$) identifiziert wurde.

Vom symmetrischen Bis-ferrocenyl-glykol $Fc \cdot CHOH(CH_2)_4CHOH \cdot Fc$ (Schmp. 145 bis 149°), das durch oxydative Kupplung von $Fc \cdot CHOH \cdot C{\equiv}CH$ und Hydrierung des entsprechenden Diacetylen-glykols zugänglich war, gelangte man über die ungesättigte Verbindung $(Fc \cdot CH{=}CH \cdot CH_2CH_2-)_2$ zum 1,6-Diferrocenyl-hexan. Beide Verbindungen sind viskose Öle, die durch ihr IR-Spektrum charakterisiert wurden.

Experimentelle Details und weitere Ergebnisse der Dehydratisierung von Ferrocenyl-carbinolen mit saurem Al_2O_3 werden im Zusammenhang mit Untersuchungen über Ferrocenyl-äthinyl-carbinole in den Mh. Chem. veröffentlicht werden.

Für finanzielle Unterstützung dieser Arbeit danken wir der Regierung der USA bestens.

Organisch-chemisches Institut der Universität, Wien

K. Schlögl und A. Mohar

Eingegangen am 16. Januar 1961

[1]) a) Riemschneider, R., u. D. Helm: Chem. Ber. **89**, 155 (1956). — b) Arimoto, F.S., u. A.C. Haven jr: J. Amer. Chem. Soc. **77**, 6295 (1955). — [2]) Lednicer, D., u. Ch. R. Hauser: J. Org. Chemistry **24**, 43 (1959). — [3]) Siehe z.B.: Richards, J.H., u. E.A. Hill: J. Amer. Chem. Soc. **81**, 3484 (1959). — Trifan, D.S., u. R. Bacskai: Tetrahedron Letters **1960**, No. 13, 1. — [4]) Schlögl, K.: Mh. Chem. **88**, 601 (1957). — [5]) Siehe hierzu auch die Darstellung von 1,1'-(Dimethylenoxy)-ferrocen: Rinehart jr., K.L. et al.: J. Amer. Chem. Soc. **82**, 4111 (1960).

Zur Konstitution der tetrameren Blausäure

Für die tetramere Blausäure werden zwei Strukturen diskutiert, das symmetrische *Diamino-maleinsäure-dinitril* (I)[1]) und das unsymmetrische *Amino-imino-bernsteinsäure-dinitril* (II)[2]).

I II

Für die unsymmetrische Struktur II haben vor allem Hinkel und Watkins[3]) einen triftigen Beweis beigebracht, da es ihnen gelang, mit der rechtsdrehenden D-Camphersulfonsäure ein stark linksdrehendes Salz zu erhalten und damit eine optische Aktivierung wahrscheinlich zu machen, was nur mit der Struktur II zu vereinbaren ist. Andererseits haben physikalisch-chemische Untersuchungen (UV- und IR-Spektren) in neuerer Zeit gezeigt, daß die tetramere Blausäure nur die Struktur I haben kann[4]).

Wenn man nun die Ergebnisse von Hinkel und Watkins genauer betrachtet, so läßt sich folgendes feststellen: Die tetramere Blausäure gibt mit (+)-D-Campher-β-sulfonsäure ein rechtsdrehendes Salz, das beim Erhitzen in siedendem Essigester in ein viel höher schmelzendes und stark linksdrehendes Salz übergeht. Aus diesem linksdrehenden Salz läßt sich aber nur die inaktive Base isolieren. Es sieht also so aus, als ob durch das Erhitzen eine „asymmetrische Umlagerung II. Art" eingetreten wäre, was man als Beweis für eine optische Aktivierung werten kann.

Einen ähnlichen Effekt haben nun Schreiber und Shriner[5]) bei aromatischen Aminen beobachtet. Salze der (+)-D-Campher-β-sulfonsäure mit p-Phenylendiamin, mit p-Nitroanilin und auch mit Anilin selbst zeigen in Lösung Mutarotation, die Rechtsdrehung geht im Laufe der Zeit in eine starke Linksdrehung über. Eine asymmetrische Umlagerung kommt dafür nicht in Frage. Schreiber und Shriner konnten beweisen, daß diese Mutarotation auf die Bildung von Ketiminen zurückzuführen ist, indem sie Ketimine aus (+)-D-Campher-β-sulfonsäure und primären aromatischen Aminen darstellten, die starke Linksdrehungen aufwiesen. Sekundäre aromatische Amine zeigen dementsprechend einen solchen Effekt nicht, aber auch bei Salzen mit primären aliphatischen Aminen treten derartige Mutarotationserscheinungen nicht auf. I wird man nun nicht mit einem aliphatischen, sondern eher mit einem aromatischen o-Diamin vergleichen. o-Phenylendiamin wiederum gab, wie wir feststellen konnten, mit 2 Mol (+)-D-Campher-β-sulfonsäure in Methanol zunächst eine Drehung von $[M]_D^{23} + 141{,}5°$, die nach 2 Std schon bei $-71°$ lag. Eine weitere Beobachtung war in diesem Falle wegen starker Verfärbung der Lösung nicht möglich. Es ist deshalb außerordentlich wahrscheinlich, daß das *linksdrehende Salz der tetrameren Blausäure in Wirklichkeit ein Ketimin ist* und keine „asymmetrische Umlagerung II. Art" vorliegt. Damit entfällt der Nachweis einer optischen Aktivierung, und der eingangs genannte Beweis für die Struktur II der tetrameren Blausäure wird gegenstandslos, so daß man diese Struktur nicht mehr zu diskutieren braucht.

Das Beispiel zeigt andererseits, daß man bei der Auswertung von Mutarotationserscheinungen und von „asymmetrischen Umlagerungen II. Art" bei Salzen der (+)-D-Campher-β-sulfonsäure mit primären Aminen sehr vorsichtig sein muß, wenn es nicht gelingt, das primäre Amin selbst in optisch aktiver Form zu erhalten.

Institut für Organische Chemie der Technischen Hochschule, Hannover

W. Theilacker

Eingegangen am 25. Januar 1961

[1]) Gryszkiewicz-Trochimowski, E.: Rocz. Chem. **8**, 165 (1928). — Chem. Abstr. **22**, 4475 (1928). — [2]) Hinkel, L.E., G.O. Richards u. O. Thomas: J. Chem. Soc. [London] **1937**, 1432. — [3]) Hinkel, L.E., u. T.I. Watkins: J. Chem. Soc. [London] **1940**, 1206. — [4]) Webb, R.L., S. Frank u. W.C. Schneider: J. Amer. Chem. Soc. **77**, 3491 (1955). — Bredereck, H., G. Schmötzer u. H.-J. Becher: Liebigs Ann. Chem. **600**, 87 (1956). — [5]) Schreiber, R.S., u. R.L. Shriner: J. Amer. Chem. Soc. **57**, 1306, 1445, 1896 (1935).

Synthese des 10-Methylchinolizidins

1-Brom-4-phenoxybutan (II) wurde nach M. Hamdard[1]) aus 1,4-Dibrombutan I und Phenol in wäßrig-alkalischer Lösung in 60%iger Ausbeute (Lit. 80%) dargestellt. — $Kp._{12} = 145$ bis 147° (Lit. $Kp._{18} = 153$ bis 156°); Schmp. 39 bis 40° (Isopropanol) (Lit. 41°).

II ließ sich in Toluol mit Propiophenon bei Gegenwart von Natriumamid zu Phenyl-1-(ω-phenoxybutyl)-äthylketon III kondensieren, Ausbeute 60 bis 90% d. Th. — $Kp._{0{\cdot}07} = 162$ bis 165° (Kolonne). $C_{19}H_{22}O_2$ (282,39). Ber.: C 80,80; H 7,85; O 11,35. Gef.: C 80,42; H 8,05; O 11,49.

Dinitrophenylhydrazon von III, Schmp. 91 bis 93° (Äthanol) gelbe Kriställchen. $C_{25}H_{26}N_4O_5$ (462,51). Ber.: C 64,90; H 5,67; N 12,1; O 17,35. Gef. C 64,87; H 6,18; N 11,55; O 17,36.

III wurde mit einem Mol Brom-phenoxybutan in Toluol gelöst durch Natriumamid zu 1,1-Di(ω-phenoxybutyl)-äthylphenylketon IV umgesetzt. Ausbeute = 62% d. Th. Dickflüssiges Öl, $Kp._{0{\cdot}15} = 215$ bis 220°, das bei längerem Stehen der n-propanolischen Lösung im Eisschrank mikrokristallin erstarrte, Schmp. 45 bis 46° (n-Propanol). $C_{29}H_{34}O_3$ (430,5). Ber.: C 80,80; H 7,95; O 11,16. Gef.: C 80,31; H 7,95; O 12,00.

Dinitrophenylhydrazon, hellgelbes Pulver, Schmp. 77 bis 78° (n-Propanol). $C_{35}H_{38}N_4O_6$ (610,72). Ber.: C 68,80; H 6,27; N 9,16; O 15,75. Gef.: C 68,80; H 6,23; N 9,16; O 15,93.

Wurde IV mit 1,1 bis 1,2 Mol Natriumamid in absolut. Toluol erhitzt und anschließend mit der berechneten Menge Wasser versetzt, so fand Austausch der Phenyl- gegen die Aminogruppe statt unter Bildung von α, α'-Di-(ω-phenoxy-

butyl)-propionamid V. Ausbeute maximal 72% d. Th. Feinkristallines Pulver, Schmp. 124 bis 126° (Benzol). $C_{23}H_{31}NO_3$ (369,5). Gef. Mol.-Gew. 321 (Aceton). Ber.: C 74,80; H 8,44; N 3,78; O 12,98. Gef.: C 74,62; H 8,33 (8,47); N 3,07 (3,77); O 13,69. Bei Trocknen über P_2O_5 im Hochvakuum (100°) 0,77% Gewichtsverlust (nach 3 Std, Trocknung bis zur Gewichtskonstanz).

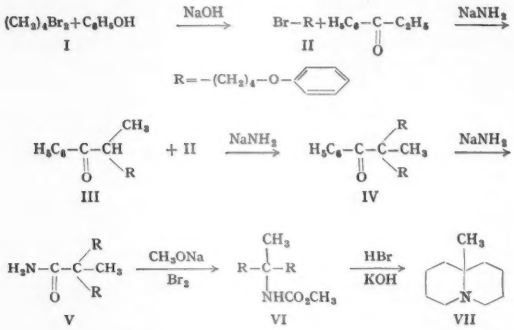
V ließ sich bei Gegenwart von Natriummethylat in einer Anisol-Methanol-Lösung durch Zutropfen von Brom in 1,1-Di(ω-phenoxybutyl)-äthyl-carbaminsäuremethylester VI überführen. Derbe Kristalle, Schmp. 90 bis 92°, Ausbeute 55% d. Th. (Methanol). $C_{24}H_{33}NO_4$ (399,5). Ber.: C 72,20; H 8,33; N 3,53; O 16,00. Gef.: C 71,93; H 8,28; N 3,68 (3,89); O 15,96.

Beim 12stündigen Erhitzen von VI mit 48%iger Bromwasserstoffsäure auf 120° trat Ätherspaltung und Verseifung ein. Das bromwasserstoffsaure Salz des 5-Methyl-5-amino-ω, ω'-dibromnonans schloß beim Behandeln mit Alkali den Ring zum 10-Methylchinolizidin VII, Ausbeute 15,6% d. Th. Leicht bewegliche farblose Flüssigkeit, $Kp._{12} = 70$ bis 73° von anisähnlichem, später aminartigem Geruch. $n_D^{26} = 1{,}4761$ (Lit. $n_D^{28} = 1{,}4859$); $n_D^{22} = 1{,}4785$; $n_D^{16} = 1{,}4807$. $C_{10}H_{19}N$ (153,27). Ber.: C 78,40; H 12,49; N 9,12. Gef.: C 78,61; H 12,47; N 9,07.

Pikrat (Methanol) Schmp. 261° u. Zers. (Koflerbank) Linströmapparatur: Zers. ab 240°, Lit. 259,5 bis 261,5° [2]). $C_{16}H_{22}N_4O_7$ (382,38). Ber.: C 50,30; H 5,8; N 14,65; O 29,30. Gef.: C 51,03; H 6,0; N 14,32; O 28,90.

Pikrolonat Schmp. 241,5 bis 242,5° Zers. (Lit. 244,5 bis 245,5° Zers.) [2]). Spröde Kriställchen, rötlichgelb. $C_{20}H_{27}N_5O_5$ (418,48). Ber.: C 57,40; H 6,52; N 16,80; O 19,18. Gef.: C 57,36; H 6,59; N 16,80; O 19,43.

Im Papierchromatogramm der freien Base war nur ein Flecken sichtbar, das IR-Spektrum zeigte eine CH-Schwingung bei 3,44 μ.



Das auf dem obigen Wege dargestellte VII stimmte mit dem von N. J. LEONARD u. Mitarb.[2]) durch Dehydrierung von Chinolizidin mit Mercuriacetat und anschließende Grignardierung des Dehydroproduktes erhaltenen VII im Kp. ($Kp._{20} =$ 95 bis 96°), im Schmp. des Pikrates und Pikrolonates überein. Ein IR-Spektrum war nicht angegeben, daher war ein Vergleich nicht möglich.

Über die Einzelheiten wird an anderer Stelle ausführlich berichtet.

Pharmazeutisches Institut der Universität, Bonn

KARL WINTERFELD und HORST MEYER

Eingegangen am 18. Januar 1961

[1]) HAMDARD, M.: Diss. Bonn (Naturw. Fak.) 1958. — [2]) LEONARD, N. J., A. S. HAY, R. W. FULLMER u. V. W. GASH: J. Amer. Chem. Soc. 77, 439 (1955).

Zwei Formen von Ni(II)-β-Diketonverbindungen

Beim Umkristallisieren der von C. MUSANTE[1]) beschriebenen *grünen* Nickelverbindung Ni(II)-bis-Dibenzoylmethan, $(C_{15}H_{11}O_2)_2Ni$, in Xylol erhielten wir in der Wärme eine *braune* Lösung, welche beim Erkalten *grün* wurde. Der Vorgang ist reversibel: Die in der Kälte *grüne* Lösung der Verbindung liefert in der Wärme eine *braune* Lösung.

Wir fanden, daß sich aus der heißen braunen Lösung *braune* glänzende Kristalle gewinnen lassen, welche mit der bisher bekannten kristallinen grünen Form *analytisch* scharf übereinstimmen.

Bei der Bestimmung des Schmelzpunktes der braunen Kristalle beobachteten wir (unter dem Mikroskop sehr eindrucksvoll) ab 212° C Grünfärbung des Kristallgefüges und Übergang in die *grüne* Form der Verbindung, welche durch weiteres Erhitzen bei 281 bis 283° C schmilzt. Derselbe Schmelzpunkt findet sich auch beim Erhitzen der normalen grünen Form von Zimmertemperatur an aufwärts, ohne daß hierbei die braune Form auftritt. (Der Schmelzpunkt der grünen Form wurde von C. MUSANTE[1]) mit 280° C angegeben.)

Die Existenz einer *zweiten* — bislang von uns nur aus Lösung isolierten — *braunen* Form der Ni(II)-Dibenzoylmethan-Verbindung ist im Sinne der üblichen Isomeriearten nicht ohne weiteres erklärbar. Wir möchten die braune Verbindung einstweilen als „metastabile Hochtemperatur-Form" ansprechen, welche etwa durch unterschiedliche Konfiguration bzw. unterschiedliche Orbitals in der Koordinationssphäre $[NiO_4]$ zustandekommen kann, worüber magnetische Messungen an beiden Formen Aufschluß geben sollen. Unsere Vermutung wird durch die Untersuchungen von S. SHIBATA[2]), [3]) am Ni(II)-bis-Acetylaceton unterstützt.

Die Existenz *zweier* Formen einer Nickel-β-Diketonverbindung (grün bzw. braun) ist nicht auf die Dibenzoylmethanverbindung beschränkt: Auch das Ni(II)-bis-Acetylsuberon, $(C_9H_{13}O_2)_2$ Ni, liefert in Benzol bei Siedetemperatur eine *rotbraune*, in der Kälte eine *grüne* Lösung, woraus rotbraune bzw. grüne Form kristallin isoliert werden können, welche ein analoges Verhalten zur Dibenzoylmethanverbindung aufweisen.

Institut für anorganische Chemie der Karl-Marx-Universität, Leipzig

LEOPOLD WOLF, E. BUTTER und H. WEINELT

Eingegangen am 30. Januar 1961

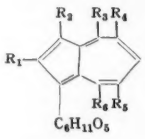
[1]) MUSANTE, C.: Gazz. chim. ital. 76, 123 (1946). — [2]) SHIBATA, S.: Nature [London] 179, 320 (1957). — [3]) SHIBATA, S.: Bull. Chem. Soc. Japan 30, 753 (1957).

Über „C-Glycoside" von Azulenen und analogen Verbindungen [1])

Vor kurzem[2]) berichteten wir über Kondensationen von Azulenen mit Dihydroxyaceton und ähnlichen Verbindungen. Zucker ließen sich anfangs nicht zur Reaktion bringen.

Azulene mit freier C1 (≡3)-Stellung konnten dagegen in guten Ausbeuten mit Acido-halogenzuckern, z. B. Acetobromglucose, -fructose, -galactose, unter Knüpfung einer neuen C—C-Bindung in elektrophiler Substitution kondensiert werden. Aus den Estern wurden die freien Kondensationsprodukte durch Erhitzen in Methanol bei Gegenwart katalytischer Mengen von Natriummethylat erhalten. In Analogie zu den N-Glycosiden schlagen wir für diese neuen Verbindungsklasse die vereinfachende Bezeichnung „C-Glycoside" vor, obgleich eigentlich keine Glycoside vorliegen.

Die folgenden Formeln geben die bisher dargestellten C-Glucoside des Azulens (I), Guaj-(II), Isoguaj-(III) und Vetivazulen (IV) wieder.



I R_1 bis R_6 H
II R_2 und R_6 Methyl; R_4 Isopropyl; R_1, R_3, R_5 H
III R_1 und R_3 Methyl; R_5 Isopropyl; R_2, R_4, R_6 H
IV R_3 und R_6 Methyl; R_1 Isopropyl; R_2, R_4, R_5 H

Alle „C-Glycoside" sind in Wasser leicht löslich und recht beständig, vergrünen aber, ebenso wie einige Azulene, in manchen organischen Lösungsmitteln am Licht. Ihre Absorptionsmaxima im Sichtbaren sind gegenüber denjenigen der Ausgangsazulene stark hyposochrom verschoben. Die Art ihrer Synthese dürfte eine Wanderung des Azulenrestes am Kohlenstoffgerüst der Zucker ausschließen.

Neuerdings gelang uns die direkte Umsetzung von Azulenen mit Zuckern unter dem Einfluß von Basen oder Protonen.

Auch Pseudoazulene und analoge „basische" Verbindungen ließen sich mit Zuckern zu „C-Glycosiden" umsetzen, worüber wir in Kürze berichten werden.

Die Verfahren sind zum Patent angemeldet.

Leipzig, Institut für organische Chemie der Universität

W. TREIBS

Eingegangen am 10. April 1961

[1]) I. Mitteilung. — [2]) TREIBS, W.: Naturwissenschaften 48, 130 (1961).

Modifications adaptives de la phosphomonoestérase acide érythrocytaire pendant l'évolution philogénétique

Nous avons signalé dans un travail antérieur[1]) qu'en traçant les droites d'Arrhenius de la phosphomonoestérase acide érythrocytaire (P.A.E.) entre 0 et 40° C celles-ci sont caracterisées par un point d'inflexion (point de transition T_t). A ce moment l'énergie d'activation de l'enzyme subit une diminution brusque ce qui correspond à l'amélioration de sa qualité. D'après les conceptions de CROZIER[2]), verifiées par LÉVY et al.[3]) le phénomène doit être attribué à la modification adaptive de la protéine enzymatique (apoferment). Le nouveau arrangement de l'édifice macromoléculaire accroît l'affinité de l'enzyme pour le substratum.

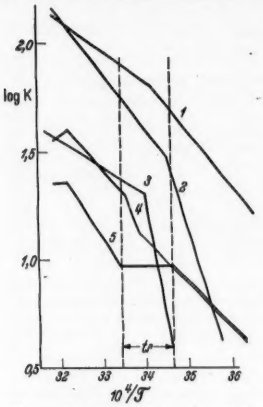


Fig. 1. Droites d'Arrhenius de la P. A. E. K = constante de vitesse de l'α-glycerophosphate, exprimée en mg P élibéré par 100 ml globules rouges pendant 1 heure à divers températures. 1 Chien, 2 homme, 3 vache, 4 volaille, 5 grenouille, tr. = intervalle de transition

En appliquant la même méthode de travail que nous appelons la méthode du gradient thermique enzymatique (G. T. E.), on étudie maintenant les modifications subies par P.A.E. au cours de l'évolution philogénétique chez les animaux. Dans la Fig. 1 les droites d'Arrhenius de la P.A.E. sont tracées pour quelques animaux différents. La valeur de T_t et la variation de l'énergie d'activation sont calculées graphiquement à l'aide de ces droites (Tableau).

On remarque les faits suivants: 1. Pour les animaux inférieurs le point de transition est remplacé par une intervalle de transition. On doit souligner que le point de transition (T_t) pour les animaux supérieurs est toujours situé dans l'intervalle thermique correspondant à l'intervalle de transition (17 à 25°). — 2. L'énergie d'activation dans le cas des animaux inférieurs et surtout pour la grenouille croît au dessus de la température du point de transition, inversement de ce qui se passe pour les animaux supérieurs (voir Tableau). Cela correspond à l'abaissement de la qualité enzymatique à la suite de la dénaturation de la protéine enzymatique et donc à une adaptabilité réduite de celle-ci envers les variations de température. On peut d'ailleurs vérifier ce fait par la turbidité qui s'accroît pendant l'incubation de la solution enzymatique du sang de grenouille au dessus 25°.

Tableau. *La valeur de la température de transition T_t et celle de l'énergie d'activation de la P.A.E. pour quelques espèces d'animaux*

Espèce	T_t	Energie d'activation (cal/mol)	
		au-dessous de T_t	au-dessus de T_t
homme	19°	34.545	7.369
chien	20°	12.500	7.307
vache	21°	54.500	6.200
volaille	18—25°	10.350	11.100
grenouille . . .	17—25°	10.000	15.000

Conclusions. La méthode du gradient thermique enzymatique permet de déceler les modifications subies par certains enzymes dans le cours de l'évolution philogénétique des animaux. Le fait est nettement visible surtout pour les holoenzymes comme la P.A.E. car le phénomène d'adaptation consiste surtout dans certains modifications stéréospécifiques des macromolécules protéiques constitutives, qui permettent des réstructurations rapides et réversibles sous l'influence des facteurs du milieu.

Lab. de Biochimie Animale, Fac. Méd. Vétérinaire, Bucarest-Roumanie

L.M. BURUIANA et EL. HADARAG

Eingegangen am 10. Januar 1961

[1]) BURUIANA, L.M., et EL. HADARAG: Studii si Cercetări de Biochemie Academia R. P. R. III, 2, 141 (1960). — [2]) CROZIER, W. J.: J. Gen. Physiol. 7, 123, 189 (1925). — [3]) LEVY, A.M., N. SHARON et D.E. KOSHLAND jr.: Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.A. **45**, 6, 785 (1959).

Chemical Investigation of Argentine Sunflower, Helianthus Annuus

In recent years, there has been a remarkable rise in the importance of sunflower as an oil seed crop in Argentine. The material, obtained after the solvent extraction of the oil from oil-cakes of the sunflower seeds, is one of the important export goods of Argentine. In view of this importance, the chemical composition of this material viz. flour of the exhausted sunflower seeds was studied for its content of moisture, traces of fatty material, ash, silica, proteins[1]) and total carbohydrates (by difference) and the following results were obtained:

	min. %	max. %		min. %	max. %
Moisture	8·6	9·1	Proteins	40·6	40·1
Fatty material*)	1·8	2·5	Total carbohydrates	41·3	42·0
Ash	6·4	6·9	a) Cellulose[2a]) . . .	17·6	18·2
Silica	0·5	0·62	b) Digestable**) . .	23·1	24·4

*) By solvent extraction. — **) By difference.

The ash was found to contain: K[2b]) 1·22%, Ca 0·30%, Mg 0·68%, P[3]) 1·30%, Na[2b]) 2·09%, Fe 34·2%, Cu 3·6%, Mn 4·2%. The total globulins, prepared according to the method recommended by BAILEY[1]) were hydrolysed by the method of ZAHN[4]) and the amino acids so obtained were identified by paper chromatography on Whatman paper No 1 using BuOH:AcOH; H_2O (4:1:5) as histidine, glycine, arginine, proline, tryosine, methionine, and leucine. The spots were identified by spraying with 1% solution of ninhydrin in BuOH and comparing with those obtained by running simultaneously the authentic samples from MERCK's collection of amino acids.

Further, the seed head (receptacle) of sunflower was studied for its pectin content. The total pectic material was isolated according to the method of HENGLEIN[5]) in 20·9% yield, and was found to consist of 12·3% moisture, 1·65% ash, and 86·05% dried material. The jelly grade of this preparation was determined by the technique of GUDJONS[6]) using SUL'S[7]) pectinometer and was found to be 82. The pectin showed approximately 23·5% esterification[8]) and by titration[8]), its purity proved to be 74·2%.

The authors wish to record their thanks to "Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Buenos Aires" for a research grant and financial assistance to one of them (T. K.).

Departamento de Quimica e Ingenieria Quimica, Universidad Nacional del Sur Bahia Blanca, Argentina

A. RAHMAN and TOMISLAV KOPSIC

Eingegangen am 31. Dezember 1960

[1]) BAILEY, K.: Trans. Faraday Soc. **38**, 186 (1942). — [2]) J. Assoc. Off. Agric. Chemists a) **22**, 555 (1939); **23**, 508 (1940); b) **25**, 90, c) 567 (1942). — [3]) ZINZADZÉ, C.: Ind. Engng. Chem., Analyt. Edit. **7**, 227 (1935). — [4]) ZAHN, H.: Textilpraxis p. 127 (1951). — [5]) HENGLEIN, F.A.: Modern Methods of Plant Analysis, Vol. II, p. 259. Berlin-Göttingen-Heidelberg: Springer 1955. — [6]) GUDJONS, H.: Z. Lebensmittel-Unters. u. Forsch. **6**, 90, 426 (1950). — [7]) SULC, D.: Kemija i Industrija **5** (1953). — [8]) KERTESZ, Z.: The pectic substances, p. 322. New York: Interscience Publishers Inc., 1951.

Zwei Wege der Entmethylierung von N-Methylanilin durch Mikrosomen aus Rattenlebern

Wir haben gefunden, daß die N-Oxydation von Anilin und N-Alkylanilinen durch Mikrosomen der Leber bei Anwesenheit von hydriertem Triphosphopyridinnucleotid (TPN) und Sauerstoff erfolgt. Die höchsten Konzentrationen von Nitrosobenzol wurden bei der Oxydation von N-Methyl- und N-Äthylanilin durch gewaschene Mikrosomen erreicht (Fig. 1). Da Phenylhydroxylamin und Nitrosobenzol im Organismus zu Anilin reduziert werden, könnte das im Organismus aus N-Alkylanilinen gebildete Anilin über Phenylhydroxylamin (und Nitrosobenzol) entstanden sein. Die Bildung von Anilin aus N-Alkylanilinen durch Mikrosomen erfolgt jedoch auch noch auf einem anderen Wege.

Messungen der Geschwindigkeit der Reduktion von Phenylhydroxylamin zu Anilin durch gewaschene Mikrosomen aus Rattenleber und hydriertes TPN ergaben, daß bei Einsatz von 10 γ Phenylhydroxylamin je ml Ansatz nur sehr langsam Anilin gebildet wurde (Tabelle 1). Wahrscheinlich wurde die Bildung von Anilin durch Verunreinigung der Mikrosomen

mit einem Enzym bedingt, das im Überstand des zentrifugierten Zellhomogenats enthalten war (Tabelle 1).

Durch die gleichen Ansätze von gewaschenen Mikrosomen und hydriertem TPN wurde aber aus N-Methylanilin schneller Anilin gebildet, während die Konzentration von Phenyl-

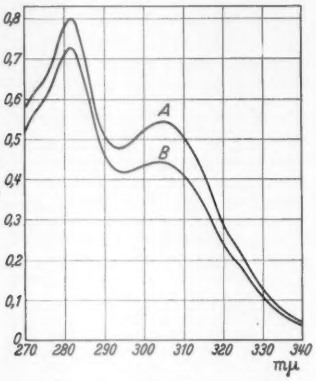


Fig. 1. Nitrosobenzol in einem Ansatz von Mikrosomen (wie Tabelle 1) 30 min nach Zugabe von N-Methylanilin. *A* 2 ml Ansatz mit 6 ml Tetrachlorkohlenstoff extrahiert, Extrakt mit 0,05 n Schwefelsäure gewaschen, gemessen gegen entsprechendes Extrakt aus Ansatz vor Zugabe von N-Methylanilin. — *B* Lösung von 143 γ Nitrosobenzol in 100 ml Tetrachlorkohlenstoff. Schichte 5 cm

hydroxylamin und Nitrosobenzol geringer war als 10 γ/ml (Tabelle 2). Die Bildung von Anilin aus N-Methylanilin durch Mikrosomen und hydriertes TPN wurde durch Zugabe von 2,4-Dichlorphenol gehemmt. Dabei wurde die Konzentration von Phenylhydroxylamin und Nitrosobenzol sogar erhöht

Tabelle 1. *Reduktion von Phenylhydroxylamin zu Anilin durch gewaschene Mikrosomen*) aus Rattenleber und hydriertes TPN*

Ansatz: in 20 ml Gemisch aus drei Teilen Krebs-Ringer-Lösung und ein Teil m/10 Natriumphosphat-Lösung (p_H 7,4) etwa 10 mg Mikrosomen-Protein, 120 μMol $MgCl_2$, 240 μMol Nicotinamid, 96 μ Mol Glukose-6-phosphat, 5 μMol TPN, 1 Einheit Zwischenferment (Sigma); Zusatz: 0,2 mg Phenylhydroxylamin. Temperatur 37° C, Gasraum Luft. Die Daten sind Mittel aus zwei Versuchsreihen.

In 30 min gebildetes Anilin:			
γ/ml Ansatz ohne Überstand		γ/ml Ansatz mit Überstand**)	
ohne DCP***)	mit DCP	ohne DCP	mit DCP
0,31	0,59	6,2	6,8

*) Rattenleber mit doppeltem Volumen m/10 Natrium-Phosphatlösung p_H 7,4 homogenisiert, Mitochondrien durch 20 min 9000 × g entfernt, Mikrosomen durch 60 min 78000 × g abgetrennt und zweimal mit Ausgangsvolumen Phosphatlösung gewaschen.

**) Die Hälfte des Ansatzes bestand aus dem Überstand des Homogenats nach 60 min 78000 × g.

***) 2,4-Dichlorphenol $2 \cdot 10^{-3}$ Mol · l^{-1}.

Tabelle 2. *Bildung von Anilin und Nitrosobenzol (und Phenylhydroxylamin) aus N-Methylanilin durch Mikrosomen*

Ansatz wie Tabelle 1; Zusatz: 2 mg N-Methylanilin

In 30 min gebildetes	Anilin	Nitrosobenzol
γ/ml Ansatz ohne DCP	3,4	5,8
γ/ml Ansatz mit DCP	0,9	10,6

(Tabelle 2). Da die Reduktion von Phenylhydroxylamin zu Anilin durch hydriertes TPN, Mikrosomen und das im 78000 × g-Überstand enthaltene Enzym durch 2,4-Dichlorphenol nicht gehemmt wurde (Tabelle 1), beeinflußte 2,4-Dichlorphenol diejenige Reaktion der Entmethylierung von N-Methylanilin, bei der Phenylhydroxylamin oder Nitrosobenzol nicht gebildet wurde.

Pharmakologisches Institut der Universität, Tübingen

MANFRED KIESE und HARTMUT UEHLEKE

Eingegangen am 1. Februar 1961

Insulin and the Dextran Anaphylactoid Reaction

The mechanism by which insulin increases the dextran anaphylactoid reaction is unknown. GOTH's[1]) hypothesis of an enhanced dextran transport seems to be the most probable. It seemed worthwhile to examine whether insulin exerts an effect on plasma levels of dextran resembling to that of glucose, and also on the most likely site of cellular action of dextran, that is, on the serotonine and histamine containing mast cells. If an increased penetration of dextran into cells due to insulin occurs one would expect the lowering of plasma levels of dextran after insulin administration, since dextran is practically a non-metabolizable substance.

10 cats weighing 2300 to 3300 g were given 300 mg/kg dextran i. v. After a 120 minutes period arterial blood was withdrawn half hourly under chloralose-urethan anesthesia for four hours. The cats, except the controls, received 10 U/kg of crystalline, glucagon free Zn insulin. Dextran was determined by a modified anthron method[2]) and serum glucose by the method of HULTMAN[3]). Three representative experiments are demonstrated in Fig. 1. It can be seen that after insulin administration dextran remained on its pre-injection level while that of glucose decreased. This does not suggest an enhanced dextran transport due to insulin.

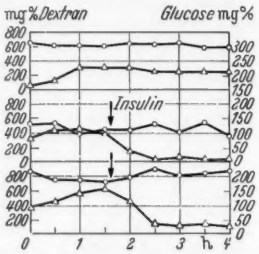


Fig. 1. Effect of insulin on serum glucose and injected dextran levels in cats. ○ dextran values, △ glucose values, ↓ 10 U/kg insulin injection

In the second part of our experiments the insulin effect on mast cells was investigated. Rats (150 to 200 g) received i.p. 10 ml/100 g of a 1% dextran solution dissolved in 0·9% NaCl. Controls received the solvent only. Insulin 4 U/100 g

Table. *Mast cell degranulation and hind paw water content in normal, insulin treated and diabetic rats after dextran or saline injections*

Treatment			Mast cell degranulation	Hind paw tissue water
Non diabetic	0·9% NaCl	(7)	1·0 ± 0·3%	0·60 ± 0·06 ml
	dextran	(12)	28·3 ± 2·7%	0·69 ± 0·06 ml
	insulin + dextran	(12)	61·3 ± 1·9%	0·85 ± 0·06 ml
	insulin + 0·9% NaCl	(6)	1·7 ± 0·4%	0·57 ± 0·06 ml
diabetic	0·9% NaCl	(5)	2·6 ± 0·7%	0·53 ± 0·07 ml
	dextran	(7)	6·1 ± 1·4%	0·61 ± 0·02 ml

Numbers in parentheses denote the number of animals in a group.

was given s.c. 15 minutes earlier. The animals were killed 90 minutes after the dextran injection at the time when maximal anaphylactoid response used to occur. Pieces of mesentery were quickly removed, fixed and stained by the method of MOTA and VUGMAN[4]). 200 mast cells were counted per specimen (900 × magnification) and the per cent of degranulated mast cells was recorded. The degree of anaphylactoid oedema was estimated by the difference between wet and dry weights of the hind paw. As shown in the Table dextran causes a moderate degranulation of mast cells. Insulin while promoting the oedema formation enhances the dextran effect on mast cells too. Insulin alone had no effect.

It seemed also interesting to investigate the effect of dextran on the mast cells and that on the anaphylactoid oedema in the state of insulin deficiency. Alloxan diabetic rats (serum glucose over 300 mg-%) were injected with dextran as described earlier. The results (Table) show that the lack of oedema was accompaied by greatly diminished mast cell discruption.

In conclusion insulin appears to enhance the effect of dextran on mast cells in rat probably by increasing the permeability of cell membranes for dextran with consequent release of active amines causing anaphylactoid symptoms. Lack of disruption in alloxan diabetic rats explains the absence of symptoms. In cats not sensitive to anaphylactic reaction due to dextran insulin proved to be ineffective.

The authors acknowledge gratefully gifts of dextran by Glaxo Laboratories Ltd. and glucagon-free crystalline Zn Insulin by Eli Lilly and Company.

Institute of Pathophysiology (Director: Prof. Dr. S. KARÁDY) *Medical University of Szeged, Szeged, Hungary*

A. RÉDEI, S. NAGY and S. KARÁDY

Eingegangen am 16. Februar 1961

[1]) GOTH, A., W.L. NASH, M. NAGLER and J. HOLMAN: Amer. J. Physiol. **191**, 25 (1957). — [2]) ROE, J.H.: J. Biol. Chem. **208**, 889 (1959). — [3]) HULTMAN, E.: Nature [London] **183**, 108 (1959). — [4]) MOTA, I., and I. VUGMAN: Nature [London] **177**, 427 (1956).

Experimentelle, degenerative Nervenschädigungen durch Verbindungen des Hydrazins und Hydroxylamins

Die cerebral krampferregende Wirkung von Hydrazin und vielen seiner Derivate war in letzter Zeit wiederholt Gegenstand experimenteller Untersuchungen[1]). Anlaß dazu war die Entwicklung von Säurehydraziden als Chemotherapeutika gegen die Tuberkulose, von denen sich Isoniazid (Isonikotinsäurehydrazid) als Spitzentuberkulostatikum durchsetzte. Dessen klinisch viel häufigerer, sehr unerwünschter Nebeneffekt am Nervensystem des Menschen ist jedoch die Schädigung langer Extremitätennerven mit dem klinischen Bild einer überwiegend sensiblen Polyneuritis[2]). Sie läßt sich bei der Ratte experimentell mit Leichtigkeit und in jeder gewünschten Intensität reproduzieren. Histologisch tritt dabei zunächst ein diskontinuierlicher Markscheidenabbau zu Neutralfett in Erscheinung, dem bei stärkeren Schädigungsgraden eine kontinuierliche Degeneration mit Achsenzylinderzerfall folgen kann[3]). Diese morphologischen Veränderungen sind an den distalen Abschnitten der Spinalnerven ausgeprägter als an den proximalen, können aber bei schwerer, experimenteller Intoxikation auch bis zu den intraduralen Nervenwurzeln hinauf verfolgt und selbst an Hirnnerven nachweisbar werden, wie unsere neueren Untersuchungen ergaben. Es bestehen keine prinzipiellen Unterschiede zwischen den histologischen Veränderungen der Isoniazidpolyneuropathie des Versuchstiers und des Menschen.

Während der konvulsive Effekt des Hydrazins schon 1890[4]) entdeckt und auch bei allen neuerdings darauf untersuchten Hydraziden festgestellt wurde, sind peripher-nervöse Schädigungen bisher nur vom Isoniazid und dreien seiner Derivate[5]), sonst aber von keinem Vertreter dieser Verbindungsgruppe bekannt geworden. Daher lagen gleichartige Experimente mit weiteren Hydrazinverbindungen und diesen im biochemischen Effekt ähnlichen Stoffen zur Klärung der Frage nahe, ob diese Sonderstellung des Isoniazid auf seinen spezielleren Stoffwechselwirkungen, z. B. als Pyridinderivat oder seinem Einbau in das Coenzym I an Stelle von Nikotinamid[6]) beruht. Dementsprechend haben wir in Parallele zu einem Standardmodellversuch, bei dem Ratten 12 Tage hintereinander täglich 350 mg Isoniazid/kg in wäßriger Lösung mit der Schlundsonde erhielten, in gleicher molarer Dosis Picolinsäurehydrazid, Benzoesäurehydrazid, Methylhydrazinsulfat, Hydrazinsulfat, Hydrazindihydrochlorid und Semicarbazidhydrochlorid oral gegeben*). Mit Hydrazinhydrat experimentierten wir in dieser Versuchsserie in etwa 1,2%iger Konzentration, wovon den Tieren täglich 10,0 cm³/kg verabreicht wurden.

Alle diese Verbindungen führten bereits nach einer, höchstens zwei Applikationen zu denselben schweren Schädigungen der Nerven wie Isoniazid. Die gleiche Dosis häufiger zu geben, war nicht angängig, da schon nach zweimaliger Gabe über 50% der Tiere vor Ablauf der ersten Woche nach Versuchsbeginn und damit vor der lichtmikroskopischen Manifestierung der Nervenläsionen zumeist im epileptischen Anfall starben. Bei Phenylhydrazin stand der die Erythrocyten schädigende, bei Thiosemicarbazid der konvulsive Effekt zu sehr im Vordergrund, so daß sich mit diesen Verbindungen keine entsprechenden, erfolgreichen Kurzversuche durchführen ließen.

Mit etwa 12%igem Hydrazinhydrat erhielten wir 15 bis 20 min nach der Schlundsondengabe eine komplette, schlaffe Lähmung der gesamten Extremitätenmuskulatur, die mit der funktionellen Intakheit der Rumpfmuskulatur merkwürdig kontrastierte. Die Ratte windet sich dann lebhaft wie ein Wurm am Boden, während die Pfoten wie leblose Gebilde an ihrem Rumpfe pendeln.

Da der wesentlichste biochemische Effekt des Hydrazins und seiner Derivate in der Reaktion mit Oxoverbindungen liegt, wurde darauf eine weitere Gruppe sog. Carbonylreagenzien zu Vergleichsuntersuchungen herangezogen. Wir gaben Ratten 2 Monate lang etwa jeden 2. Tag mit der Schlundsonde 10,0 cm³/kg einer wäßrigen Lösung von Hydroxylaminhydrochlorid bzw. Hydroxylaminsulfat (2,0 bzw. 3,0 g auf 100 cm³). Obwohl motorische Lähmungen an den Extremitäten danach noch fraglich erscheinen konnten, war der histologisch nachweisbare Markscheidenabbau, z. B. am N. ischiadicus, auch bei diesen Versuchsgruppen bereits überraschend eindeutig und massiv und entsprach ebenfalls den Veränderungen durch Isoniazid.

Die nervenfaserschädigende Wirkung des Isoniazid ist also nur der Spezialfall des gleichen Effektes des Hydrazinhydrates und vieler Hydrazinverbindungen sowie von Verbindungen des Hydroxylamins. Weitere Tierversuche sollen klären, ob diese Nervenschädigung auch anderen Carbonylreagenzien eigentümlich ist.

Die epileptischen Anfälle nach Hydrazidgaben werden heute als Ausdruck einer B_6-Hypovitaminose, die durch Bildung des Pyridoxalhydrazons und dessen Eliminierung mit dem Harn entsteht, und der folgenden Abnahme des γ-Aminobuttersäuregehaltes und des Glutaminsäureumsatzes im Gehirn angesehen[1]). Ergebnisse früherer Untersuchungen von uns entsprechen dieser Deutung. Ob aber auch die Nervenfaserschädigungen durch Hydrazinverbindungen ausschließlich oder im wesentlichen mit einer B_6-Hypovitaminose erklärt werden dürfen, ist nicht nur auf Grund tierexperimenteller Befunde sehr fraglich. Das Fehlen eines der Blut-Hirnschranke entsprechenden Schutzes an peripheren Nerven führt hier offensichtlich auch zu Schädigungen durch Verlust von weiteren, biologisch wichtigen Oxoverbindungen, die ebenfalls zur Isoniazidentgiftung herangezogen werden. Unsere histopathologischen Befunde lassen vermuten, daß der Stoffwechsel des an gebundenen Aldehyden höherer Fettsäuren reichen Plasmalogens — nicht nur in den Markscheiden, sondern auch in anderen Geweben — dadurch wesentlich beeinträchtigt wird. Ursache der akuten Lähmungen durch Hydrazinhydrat sind dagegen vermutlich Störungen der Acetylcholinsynthese und des Ionentransportes im Nervensystem. Sie können sich aus der Bildung und Ausscheidung von Brenztraubensäure- und α-Ketoglutarsäurehydrazon, wie sie unter Isoniazidbehandlung nachgewiesen ist[7]), und dem Auftreten von Glukoseverbindungen des Hydrazins ergeben.

Die Untersuchungen wurden durch Mittel der Deutschen Forschungsgemeinschaft ermöglicht.

Neuropathologische Abteilung des Max-Planck-Institutes für Hirnforschung und Neurologisches Institut (Edinger-Institut) der Universität, Frankfurt a.M. (Direktor: Prof. Dr. W. KRÜCKE)

G.W. KLINGHARDT

Eingegangen am 19. Dezember 1960

*) Die meisten dieser Verbindungen stellten uns die Farbenfabriken Bayer in dankenswerter Weise zur Verfügung.

[1]) BALZER, H., P. HOLTZ u. D. PALM: Naunyn-Schmiedebergs Arch. exp. Path. Pharmak. **239**, 520 (1960). — [2]) KLINGHARDT, G.W., K.L. RADENBACH u. S. MROWKA: Wien. med. Wschr. **104**, 301 (1954). — [3]) KRÜCKE, W.: Handbuch der speziellen pathologischen Anatomie, Bd. XIII/5. Berlin-Göttingen-Heidelberg: Springer 1955. — [4]) LOEW, O.: Ber. dtsch. chem. Ges. **23**, 3203 (1890). — [5]) BOIRON, M.: Sem. Hôp. **31**, 3369 (1955). — [6]) ZATMAN, L.J., N.O. KAPLAN, S.P. COLOWICK u. M.M. CIOTTI: J. Biol. Chem. **209**, 467 (1954). — [7]) SIEGEL, D., u. H. IWAINSKY: Z. Tuberk. **112**, 160 (1958).

EEG-Untersuchungen an Tieren mit gekreuztem Kreislauf

In einer Reihe von Veröffentlichungen zur Frage nach dem Wesen des Elektroencephalogramms *(EEG)* hat der eine von uns seit 1947 eine *„neurosekretorische EEG-Theorie"* entwickelt und begründet, die unter anderem folgendes beinhaltet (KORNMÜLLER):

Die Potentialschwankungen des EEGs sind der bioelektrische Ausdruck der Aktion der Satellitzellen von Ganglienzellen. Die *Satelliten* produzieren Stoffe, die sie der Aktion von *Drüsen* entsprechend rhythmisch abgeben und wieder neu ansammeln. Freigegeben diffundieren diese Stoffe zu einem Teil in die von den Satelliten umhüllten Ganglienzellen, um deren Erregbarkeit zu steuern und zu unterhalten *(„lokale Wirkung")*. Zu einem anderen Teil gelangen sie in die Blutbahn, um so auf humoralem Wege *„Fernwirkungen"* zu erzielen[1]).

Zur Prüfung dieser Theorie wurden nun auch *Untersuchungen* an Tieren *mit gekreuztem Kreislauf* (Kreuzung von einer Carotis oder beiden Carotiden) durchgeführt, und zwar bis jetzt an 46 Kaninchen und 6 Katzen. Mittels Schräubchenelektroden in der Schädelkalotte wurden über den Areae

praecentrales und über den Areae striatae die hirnelektrischen Potentialschwankungen abgeleitet. — Die Untersuchungen erfolgten in einem geeignet temperierten Raum (Klimaanlage). Ein jeder Versuch dauerte mehrere Stunden. Die Auswirkungen der gegebenen oder gesetzten Versuchsbedingungen wurden angemessen lang (z.B. auch über Stunden) kontrolliert.

Wenn die Tiere eine ungleiche *Ausgangslage* im EEG hatten, das eine Tier z.B. eine lebhafte Spannungsproduktion und das andere nur eine geringe, dann zeigte sich öfter bald nach der durchgeführten Kreuzung eine Angleichung der hirnelektrischen Tätigkeit der beiden Tiere derart, daß die verminderte hirnelektrische Aktivität des einen Tieres zunahm.

Es wird berichtet von Befunden, die sich ergaben, wenn je eines der beiden Tiere mit gekreuztem Kreislauf einem *Elektroschock* unterzogen wurde. Der Elektroschock bewirkt an dem geschockten Tier (immer mit *1* bezeichnet) einen „Krampfstromanfall", wie er durch die gesetzten Elektroden von zwei Gebieten der Hirnrinde abgeleitet und registriert wurde. Solche Krampfstrompotentiale sind vor allem durch sehr rasche (d.h. spitze und steile) Entladungen gekennzeichnet. Den Krampfpotentialen der Hirnrinde entsprechend zeigt das geschockte Tier (*1*) auch einen motorischen Krampfanfall. (Dieses Tier wurde sofort nach Setzung des Schocks auf jeden Fall vorsorglich künstlich beatmet.) Das nicht geschockte 2. Tier (*2*), in dessen Carotis das Carotisblut des geschockten Tieres (*1*) strömt, zeigt während des bioelektrischen und motorischen Krampfgeschehens von Tier *1* in der Regel eine *Reduktion* der hirnelektrischen Spontanschwankungen. Sofern diese nur während des Krampfes des anderen Tieres (*1*) anhält, könnte sie „sensoriell" bedingt sein (Hemmung der Spontanschwankungen durch Sinnesreiz). Manchmal überdauert aber die Reduktion den Krampfstromanfall des geschockten Tieres um viele Sekunden. Das könnte eventuell schon auf einen *humoralen Effekt* von seiten des geschockten Tieres bezogen werden. Mit größerer Sicherheit läßt sich eine solche Annahme treffen für den Befund, den die hirnelektrischen Spontanschwankungen des nicht geschockten Tieres (*2*) nach einer Latenz von vielen Sekunden nach den Krampfpotentialen des Tieres *1* aufweisen. Tier *2* zeigt dann eine zunehmende und lange anhaltende *Vermehrung der* schon physiologisch vorhandenen *raschen Entladungen* („Spikes", Spitzenpotentiale), wie sie z.B. schon normalerweise in Gruppen von Entladungen einer Frequenz von 12 bis 15 Schwankungen/sec über der Praecentralregion vorhanden sind. Nebenbei bemerkt ist der zur Steigerung der Spikes bei Tier *2* verantwortlich zu machende (auf humoralem Wege wirkende) Vorgang an Tier *1*, nämlich der Krampfstromanfall, auch durch Spikes (wenn auch abnormer Größe) gekennzeichnet.

Nach Abklingen des Krampfstromanfalles am geschockten Tier (*1*) können sich an diesem Tier unter bestimmten Bedingungen nach größerer Latenz an Ausprägung zunehmende abnorm große und *träge Potentialschwankungen* über längere Zeit (Minuten) einstellen. Wenn dies eintrat, konnte mit einer entsprechenden Verzögerung in der Regel auch an dem anderen Tier (*2*) eine Anregung von trägen hirnelektrischen Spontanschwankungen oder eine Aktivierung der Spontanschwankungen überhaupt (d.h. einschließlich der physiologischen Spikes) festgestellt werden.

Außer den Spontanschwankungen wurden auch die *Aktionsströme* der Sehrinde (Area striata) *auf Augenbelichtungen* geprüft. Wenn ein Tier geschockt wurde, erfuhren diese Aktionsströme am gekreuzten (aber nicht geschockten) Tier nach einer Latenz eine deutlich gesteigerte Ausprägung. Diese Latenzzeit wurde mit der Zahl der Schocks des Tieres *1* kürzer. Aber auch für die oben beschriebenen Phänomene bezüglich der Spontanschwankungen gilt, daß sie am Tier *2* ausgeprägter und mit kürzerer Latenz auftraten, wenn die *Zahl der vorangegangenen Schocks* von Tier *1* größer war.

Gelegentlich traten, wenn bei beiden Tieren viele Schocks vorausgegangen waren, allein auf Augenbelichtungen alternierend zwischen den gekreuzten Tieren anfallsartige Potentiale auf, die jeweils viele Sekunden bis einige Minuten anhielten. Diesen entsprachen aber keine motorischen Krämpfe. — Hervorzuheben ist, daß auf humoralem Wege niemals *motorische Krämpfe* ausgelöst wurden. — Zwischen den beobachteten geringen Regulationsschwankungen der *Blutdrucke* und den hier beschriebenen EEG-Veränderungen bestehen keine Beziehungen.

Wir möchten in den mitgeteilten Befunden im wesentlichen eine humorale Fernwirkung eines Gehirns auf ein anderes Gehirn und somit eine Stützung der eingangs erwähnten Theorie erblicken. In einer ausführlichen Veröffentlichung wird dieses näher begründet und diskutiert. Dort wird auch auf die einschlägige Literatur eingegangen, und es wird noch von anderen schon vorliegenden eigenen Befunden zu berichten sein. Auch sind bereits Untersuchungen im Gange, in denen wir nach Reizung bestimmter umschriebener Hirnabschnitte (bei gekreuztem Kreislauf) ein Auftreten etwaiger strukturspezifischer humoraler Effekte prüfen.

Max-Planck-Institut für Hirnforschung, Physiologische Abteilung, Göttingen

A. E. Kornmüller, D. H. Lux und Käthe Winkel

Eingegangen am 8. März 1961

[1]) Kornmüller, A.E.: Die Elemente der nervösen Tätigkeit. Stuttgart: G. Thieme 1947. — Fortschr. Neurol. **18**, 437 (1950); **19**, 543 (1951); **26**, 470 (1958). — Klin. Physiol. **1**, 27 (1960).

Zum Stoffaustausch der Perilymphe des Innenohres

Die Herkunft der sog. Perilymphe des Innenohres ist noch unklar. Ihr Proteingehalt ist höher als derjenige der Cerebrospinalflüssigkeit[1]). Die Perilymphe umspült alle Bildungen des Innenohres, auch den häutigen Schlauch des Endolymphraumes. Trotzdem ist der Natriumgehalt der Endolymphe wesentlich niedriger als in der Perilymphe[2]). Die Zusammensetzung der Endolymphe ist von der Perilymphe verschieden[3]). Infolge der großen Bedeutung dieser Struktur für die vollständig ungeklärte Biochemie des Hörvorganges schienen uns Untersuchungen über den Mechanismus des Stoffaustausches zwischen Blutserum, Cerebrospinalflüssigkeit und Perilymphe wichtig. Radioaktiv markierter Schwefel wird nach parenteraler Zufuhr bei der Taube autoradiographisch nach 24 Std in der Endolymphe nachweisbar[4]).

Bei 24 Kaninchen wurden 400 μC von trägerfreiem radioaktivem Phosphor 32 intravenös injiziert. 100 μC der gleichen Substanz wurden 9 Kaninchen in den Liquor cerebrospinalis injiziert. In verschiedenen Zeitabschnitten nach der Injektion wurde die Aktivitätsverteilung im Blutserum, Hirnliquor und in der Perilymphe verglichen. 4 Kaninchen wurde 1 Tropfen (etwa 100 μC) nach Eröffnung des Mittelohres und nach Entfernung des Steigbügels ins ovale Fenster eingebracht. Das runde Fenster sowie die umliegenden Knochenpartien wurden bei sorgfältigster Blutstillung *vor* und das ovale Fenster *nach* der Applikation des Phosphates mit Operationsbienenwachs verkittet. Nach einer Stunde verglichen wir beim gleichen Tier die Aktivität der Perilymphe des anderen Ohres mit der Aktivität von Liquor und Blutserum. Das Durchschnittsgewicht aller Tiere betrug 3250 g.

Nach Injektion von markierter Substanz in das Blut finden sich schon nach 3 Std nachweisbare Aktivitätsmengen in der Perilymphe. Die höchste Konzentration aktiver Substanz läßt sich dabei im Liquor nachweisen. Nach 48 Std ist die höchste Aktivitätskonzentration in der Perilymphe vorhanden.

Wenn die aktive Substanz in den Liquorraum gespritzt wird (intralumbal), so findet sich nach 5 min in der Perilymphe die gleiche Konzentration an aktiver Substanz wie im Liquor.

Überraschend war das Ergebnis der Aktivitätsverteilung nach Zufuhr des aktiven Phosphates durch das Innenohr der einen Seite. In vier Versuchen ergibt sich, daß die Konzentration der Aktivität in der Perilymphe des anderen Ohres durchschnittlich 30mal höher liegt als die Aktivität entsprechender Blutserum- und Liquormengen. Die Aktivität des strömenden Blutes ist nach 10 min gleich Null. Bei der Tötung des Tieres nach einer Stunde ist die Aktivität des Blutserums und des Liquors nur 10% über dem Nullwert. Untersuchungen zur Klärung der Bedeutung dieser Befunde sind im Gange.

Die Arbeit wurde mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft durchgeführt.

Pathologisches Institut der Universität und Klinik und Poliklinik für Hals-Nasen-Ohrenkranke der Universität, München

H. Wrba und L. Schreiner

Eingegangen am 2. Februar 1961

[1]) Citron, L., D. Exley u. C.S. Hallpike: Brit. Med. Bull. **12**, 101 (1956). — [2]) Graf, K., u. G. Poretti: Pract. oto-rhino-laryng. **12**, 351 (1950). — [3]) Rauch, S.: Z. Laryng-Rhinol. Otol. **39**, 10, 655 (1960). — [4]) Dohlmann, G., F.C. Ormerod u. K. McLay: Acta oto-laryng. **50**, 243 (1958).

Der normale Bleigehalt im menschlichen Blute

Durch die Methode der Umkehrpolarographie, die im Vergleich mit bisherigen Methoden eine viel empfindlichere und genauere Bleibestimmung im Blute gestattet, wurde die

Blutbleikonzentration bei einer Gruppe gesunder Personen verschiedenes Alters verfolgt. Den Versuchspersonen entnommenes Heparin-Blut (einige ml) wurde durch 20%ige Trichloressigsäure gefällt, zentrifugiert und im deproteinierten Supernatant das Blei polarographisch bestimmt. Die Konzentration wurde durch Standardzugabe ermittelt.

Aus den Versuchsdaten (in μg/100 ml) wurde durch Streuungsanalyse einerseits die intraindividuelle, andererseits die interindividuelle residuelle Streuung errechnet. Die Standardabweichung der Methode (aus parallelen Versuchen errechnet) beträgt 3,09, die Standardabweichung von Bleikonzentrationen

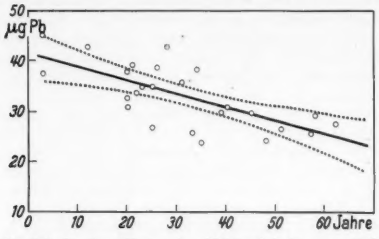


Fig. 1. Pb-Gehalt des Blutes in Abhängigkeit vom Lebensalter. Näheres im Text

bei Personen desselben Alters 6,04. Die Genauigkeit der Methode genügt also zur Entdeckung von größeren individuellen Unterschieden in der Plumbaemie von einzelnen Personen.

Durch die Versuchsdaten wurde nach der Methode der kleinsten Quadrate die Gerade $y = -0{,}26x + 41{,}5$ gelegt, wo y die Bleikonzentration im Alter von x Jahren bedeutet. Auf Grund der interindividuellen Streuung wurde für die aus den Versuchsdaten ermittelte Gerade der Verläßlichkeitsstreifen errechnet, in dem diese Gerade mit der Wahrscheinlichkeit 0,95 liegt (Fig. 1). Aus der Streuungsanalyse geht hervor, daß die sinkende Tendenz der Blutbleikonzentration mit steigendem Alter in normalen Fällen statistisch hoch signifikant ist.

Institut für Arbeitshygiene und Berufskrankheiten, Praha
L. Jenšovský und Z. Roth

Eingegangen am 24. Januar 1961

Effect of Essential Oils on Seed Germination

The antimicrobial properties of essential oils have been well established. These volatile plant isolates have also been reported to inhibit the growth of protozoa, fibroblasts and murine carcinomas as well as exhibiting a general depressant action on animal cells and tissues. Essential oils have been found to inhibit seed germination by Sigmund[1]) and Klosa[2]). This report is concerned with the action of a variety of essential oils on seed germination and seedling growth of cucumber, Marketer *(Cucumis sativus)*; radish, Cherry Belle *(Raphanus sativus)*; tomato, Earliana *(Lycopersicum esculentum)*; carrot, Chanticleer *(Daucus carota)*; and lettuce, White Paris Cos *(Lactuca sativa)*.

The method used for testing the effects of aqueous solutions of 56 essential oils on seed germination was similar to that of Allen and Skoog[3]). Germination tests were carried out by placing a circle of filter paper into the bottom of a Petri dish and adding 5 ml. of the oil solution. Ten seeds were placed on the moistened paper in each dish. Filter paper was also placed into the upper half of the dish and moistened with distilled water. The dishes were incubated at 25° C, cucumber and radish for 4 days, lettuce and tomato for 5 days, and carrot for 7 days. All oils were tested against at least 100 seeds. Controls with distilled water were also performed. The aqueous solutions of oils were prepared according to the USP procedure for aromatic waters[4]).

The essential oils were grouped together according to their main constituent. Such a classification is valid if one assumes that the biological activity of any oil is due to the constituent which predominates in the heterogeneous mixture. The results in the following table show that aldehydes (cinnamon) and ketones (thuja occidentalis, pennyroyal European) were most active inhibitors of seed germination and seedling growth; phenols (clove, origanum, pimento, thyme), oxides (chenopodium) and esters (sweet birch, wintergreen Northern) were intermediate in activity; terpenes (dill seed, niaouli), acids (valerian) and alcohols (linaloe wood) were least effective.

Table. *Essential oils producing 50% or more inhibition of seedling growth (S) and seed germination (G)*

No. of Oils	Main constituent	Cucumber		Radish		Tomato		Carrot		Lettuce		%S	%G
		S	G	S	G	S	G	S	G	S	G		
1	Acids . .	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	40	0
5	Alcohols .	3	0	3	0	3	1	1	1	3	0	52	8
2	Aldehydes	1	0	1	1	2	2	2	1	2	1	80	50
10	Esters . .	8	0	8	0	9	5	6	3	8	1	78	18
5	Ketones .	3	0	4	2	5	3	4	1	4	3	80	36
5	Oxides .	2	0	4	2	4	2	4	2	3	2	68	32
14	Phenols .	8	0	9	2	14	9	12	7	12	6	78	34
14	Terpenes .	4	0	4	0	6	3	2	2	5	2	30	10

Thirty-six combinations of aqueous essential oils (1:1) were also tested against radish seeds. In every experiment the combinations produced greater inhibition of seed germination and seedling growth as compared to each oil used separately. It is interesting to note that when the solution of oil of cinnamon was diluted 15 times with water it still retained its inhibiting action of radish seedlings. The high dilutions at which essential oils depress plant growth suggest that perhaps these volatile products may be used as algicides. Studies in this area are now in progress in our laboratories and will be the subject of future communications.

The authors wish to thank Magnus, Mabee and Reynard, Inc. for their generous supply of essential oils and Asgrow Seed Growers, Inc. for the seeds used in this study.

Long Island University Biology Department Brooklyn, New York
Jasper C. Maruzzella and Anthony L. Robbins

Eingegangen am 31. Januar 1961

[1]) Sigmund, W.: Biochem. Z. **146**, 389 (1924). — [2]) Klosa, J.: Pharmazie **3**, 410 (1948); **4**, 574 (1949). — [3]) Allen, S.E., and F. Skoog: Plant Physiol. **27**, 179 (1952). — [4]) United States Pharmacopeia, 15th rev. p. 820. Easton, Pa.: Mack Publishing Co. 1955.

Über den Einfluß von Kinetin auf Gewebestücke von Kartoffelparenchym

In den letzten Jahren wurde *Kinetin* an den verschiedensten Pflanzen und Gewebestücken mit wechselndem Erfolg getestet. Nach v. Guttenberg[1]) steuert es das embryonale Wachstum. Einen weiteren Hinweis darauf geben Goldacre und Bottomley[2]), die *Kinetin* in jungen Äpfeln nachwiesen. Maciejewska-Potapczyk[3]) halten es für wahrscheinlich, daß *Kinetin* mit IES kombiniert die Ribose- und Desoxyribosenukleaseaktivität erhöht.

Zu den hier beschriebenen Versuchen wurden Gewebestücke von Kartoffelparenchym der Sorte „Eva" in der Größe 6 × 6 × 10 mm verwendet. Sie wurden auf einer etwas variierten Whiteschen Nährlösung[4]) vier Monate lang kultiviert. Das *Kinetin* wurde der bereits sterilisierten Nährlösung zugesetzt und dann nochmals bei 100 bis 105° C und etwa 0,2 atü 5 min lang autoklaviert. Die Kulturen wurden nach der Anzahl der bulbösen Anschwellungen, die die Segmente im Laufe der Kulturdauer bildeten, ausgewertet. Diese Knöllchen, die bereits bei Wurm[4]) erwähnt werden, enthalten im Inneren annähernd konzentrisch gelagerte Leitbündelelemente.

Bei Kulturen, die im Gewächshaus bei allseitig einfallendem Tageslicht gehalten wurden, zeigten sich bei *Kinetin*-Gaben von 0,5; 1; 2 mg/Liter keine Wirkungen [vgl. [5])]. Da nach v. Guttenberg[6]) Gewebe in Dunkelkultur im allgemeinen mehr Wuchsstoff produzieren als Hellkulturen, wurde ein Parallelversuch bei völliger Dunkelheit angesetzt. Die hier bereits bei der Kontrolle einsetzende Knöllchenbildung nimmt mit steigender Kinetinkonzentration stetig zu. Wenn hier der vom Segment produzierte Wuchsstoff zusammen mit dem *Kinetin* eine deutliche Wirkung zeigte, müßte ein ähnliches Ergebnis mit künstlich gebotenem Wuchsstoff im Licht zu erzielen sein. Als Wuchsstoff wurde NES gewählt, weil sie wirksamer als IES ist, ohne ein anderes Verhalten zu zeigen[4]),[7]). Hier wurde eine sehr kräftige Knöllchenbildung erzielt, die die der Kinetinkulturen bei Dunkelheit und die der vergleichsweise angesetzten NES-Hellkulturen noch um ein Vielfaches übertraf. Die Knöllchen waren teilweise zu ganzen Wülsten miteinander verwachsen. Außerdem wurde die Wurzelbildung bei allen Kombinationen mit 1 mg/Liter NES gegenüber der NES-Kontrolle erheblich gesteigert. Ein histologischer Vergleich der Knöllchen der NES-*Kinetin*-Kulturen mit denen

der NES-Kulturen ergab, daß NES-Knöllchen immer eine erhebliche Zahl von Leitbündelelementen enthalten, die NES-*Kinetin*-Knöllchen und -Wülste zum Teil nur aus festem, stark in Teilung begriffenem und intensiv ergrüntem Parenchymgewebe bestehen. Leitbündelelemente sind nicht mehr in jedem Knöllchen enthalten. Die das Leitbündel umgebende Parenchymschicht ist bei NES-Kulturen bedeutend schwächer entwickelt als bei NES-*Kinetin*-Kulturen.

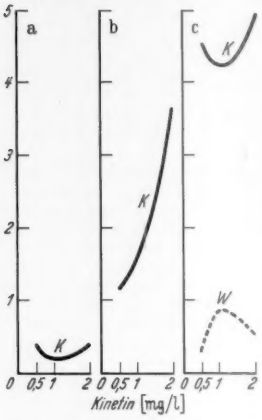


Fig. 1. Wirkung einer Kombination von *Kinetin* und NES. Ordinate: Kn/Segm. (K) bzw. Wu/Segm. (W). Abszisse: *Kinetin* in mg/Liter. Gehalt an NES: a 0,01, b 0,1, c 1 mg/Liter

Faßt man zusammen, dann ergibt sich für die Kartoffel folgende Wirkungsweise des *Kinetins:* 1. *Kinetin* wirkt nicht als Teilungshormon. — 2. Zusammen mit Wuchsstoff erhöht *Kinetin* die Teilungsrate, wobei bereits der von der Kartoffel selbst produzierte Wuchsstoff der Dunkelkulturen genügt. Das Kurvenbild (Fig. 1), das sich bei einer *Kinetin*-Wuchsstoff-Kombination ergibt, ist wesentlich mitbedingt durch die Konzentration des Wuchsstoffes. Das unterschiedliche Verhalten des *Kinetins* bei den verschiedenen Objekten wird vermutlich durch deren unterschiedlichen Wuchsstoffhaushalt bedingt. — 3. Da nach MACIEJEWSKA-POTAPCZYK[3]) das *Kinetin* die Aktivität der Ribose- und Desoxyribosenuklease erhöht, liegt die Vermutung nahe, daß das dadurch vorliegende Überangebot an Kerneiweiß die vom Wuchsstoff induzierte Zellteilung erleichtert und die Teilungsrate erhöht. — 4. An der Ausdifferenzierung der Gewebe, insbesondere der Leitungsbahnen ist *Kinetin* nicht beteiligt. Die erhöhte Zahl der neugebildeten Wurzeln bei den Kombinationen mit 1 mg/Liter NES kann man daher nur so erklären, daß entweder der Wuchsstoff allein bereits sehr viele Wurzeln anlegt, die aber erst durch die *Kinetin*-Wirkung alle zum Austreiben gebracht werden, oder, daß der Wuchsstoff erst durch die Kombination mit *Kinetin* in der Lage ist, mehr Wurzelanlagen zu bilden als allein.

Mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft.

Erlangen, Botanisches Institut der Universität

GÜNTER FELLENBERG

Eingegangen am 7. Februar 1961

[1]) GUTTENBERG, H. v.: Umschau **58**, 7 (1958). — [2]) GOLDACRE, P.L., u. W. BOTTOMLEY: Nature [London] **184**, 555 (1959). — [3]) MACIEJEWSKA-POTAPCZYK, W.: Nature [London] **184**, 557 (1959). — [4]) WURM, G.: Flora [Jena] **149**, 43 (1960). — [5]) CHAPMAN, H.W.: Amer. J. Bot. **43**, 468 (1956). — [6]) GUTTENBERG, H.v.: Planta **48**, 99 (1956). — [7]) STICHEL, E.: Planta **53**, 293 (1959).

Versuche mit Gibberellinsäure an Waldbaum-Sämlingen und -Stecklingen

Wie bei krautigen bewirkt Gibberellinsäure (GS) auch bei holzigen Arten eine Sproßverlängerung. Diese kann entweder von einer buschigen Pflanze zu einer einsprossigen führen oder auch den Habitus einer einsprossigen in einen buschigen umwandeln, weil die Seitenknospen austreiben[1]).

Wir haben in der Vegetationsperiode 1957, und zwar im Juli, 1jährige Graupappelstecklinge (Populus canescens Sm.) und Roterlensämlinge (Alnus glutinosa Gaertn.) an 19 Tagen mit 10, 20 und 30 γ GS behandelt, indem wir die Lösung auf den Vegetationspunkt und die jüngsten Blätter auftropften. Neben anderen charakteristischen Merkmalen einer GS-Behandlung — Aufhellung des Chlorophylls und Verschmälerung der Blattspreiten — zeigten die behandelten Pflanzen vor allem eine enorme Sproßverlängerung, die gegenüber den Kontrollen rund 300% betrug und statistisch gesichert werden konnte. Diese starke Sproßstreckung ist einmal auf die signifikante Verlängerung der Internodien zurückzuführen und zum anderen auf die Erhöhung der Anzahl der Nodien. Die Länge der unbehandelten Seitenzweige wurde durch die Behandlung nicht beeinflußt. Die Zahl der Seitenzweige bei Roterlensämlingen wird jedoch vermindert[2]).

Dreijährige Lärchensämlinge (Larix decidua Mill.) wurden auf die gleiche Weise behandelt. Obwohl die Terminaltriebe nach einer Behandlung mit 20 γ GS um nahezu 30% länger als an den Kontrollen waren, konnten keine signifikanten Unterschiede gegenüber den unbehandelten Sämlingen festgestellt werden. Die gleichen Versuchspflanzen wurden 1958, also im folgenden Jahre, wiederum mit derselben Menge GS behandelt. Die Terminaltriebe waren dann allerdings rund 20% kürzer als an den Kontrollpflanzen. Es ergeben sich also ähnliche Erscheinungen wie in Versuchen an Wiesenpflanzen, die mit GS behandelt waren und deren Ertrag nach dem 2. Schnitt gegenüber dem auf den Kontrollwiesen abnahm, nachdem der erste Schnitt eine prozentuale Zunahme gebracht hatte[6]).

Dreijährige Sämlinge der Kiefer (Pinus sylvestria L.) und der Sitkafichte (Picea sitchensis Carr.) erbrachten einen um 10 bis 15% geringeren Längenzuwachs des Terminaltriebes pro Jahr als die Kontrollen, wenn sie kurz nach dem Austreiben an 20 Tagen mit je 20 γ GS durch Auftropfen oder mit 1%iger GS in Lanolin[1]) behandelt worden waren. In Übereinstimmung mit den Ergebnissen anderer Autoren[1]),[3]) kann also festgestellt werden: Nadelbäume reagieren allgemein in viel geringerem Maße auf GS als Laubbäume und zum Teil wohl auch durch eine Verminderung des Sproßwachstums[4]),[5]).

Das von vielen Waldbaumarten für das vegetative Wachstum benötigte Langtagbedürfnis kann oft durch GS ersetzt werden[7]). Als Langtagreaktionen können die verzögerte Ausbildung von Winterknospen und die Verzögerung des Blattfalles gelten[6]),[9]). So wurde im Verlaufe der eingangs erwähnten Versuche an Graupappel und Erle außerdem festgestellt, daß bei einem Teil der Pflanzen bis zum Ende der Vegetationsperiode noch keine Winterknospen ausgebildet waren und die nichtverholzten Sproßteile bei Eintritt der ersten Fröste zurückfroren.

Auch die erneute Aufnahme des Wachstums kann als eine Langtagreaktion angesehen werden[6]),[9]). So konnten Sämlinge der Aspe (Populus tremula L.), die Anfang September bereits Ruheknospen ausgebildet hatten, durch 5 sec langes Eintauchen in GS-Lösungen von 5, 10 und 20 mg/Liter gegen Ende September erneut zum Austreiben gebracht werden. Der zweite Trieb zeigte sich um so schneller und wurde um so länger (0,6; 1,4; 4,0 cm), je höher die angewendete GS-Konzentration war. Außerdem verzögerte sich der Blattfall je nach der angewendeten GS-Menge um durchschnittlich einen, drei oder acht Tage[2]).

Institut für Forstgenetik und Forstpflanzenzüchtung der Bundesforschungsanstalt für Forst- und Holzwirtschaft, Zweigstelle Wächtersbach, Wächtersbach i. Hessen

G.H. MELCHIOR

Eingegangen am 24. Januar 1961

[1]) MARTH, P.C., W.V. AUDIA u. J.W. MITCHELL: Bot. Gaz. **118**, 107 (1956). — [2]) MELCHIOR, G.H.: Ber. der Oberh. Ges. für Natur- u. Heilkunde zu Gießen 1961 (im Druck). — [3]) WESTING, A.H.: J. Forestry **57**, 120 (1959). — [4]) MCVEY, G.R., u. S.H. WITTWER: Michigan Agric. Exp. Stat. Quart. Bull. **40**, 679 (1958). — [5]) MELCHIOR, G.H.: Silvae Genetica **10** (1961) (im Druck). — [6]) NITCH, J.P.: Proc. Amer. Soc. Hort. Sci. **70**, 526 (1957). — [7]) BRIAN, P.W., J.H.P. PETTY u. P.T. RICHMOND: Nature [London] **183**, 58 (1959). — [8]) MORGAN, D.G., u. G.C. MEES: Nature [London] **178**, 1356 (1956). — [9]) WAREING, P.F.: Ann. Rev. Plant Physiol. **7**, 191 (1956).

Absence of Individual Chromosomes and Radiation Sensitivity of Bread Wheat

TSUNEWAKI and HEYNE[1]) have shown the usefulness of irradiating seeds of monosomics (2n-1 plants) of bread wheat (*Triticum aestivum* L., 2n = 42) for assessing the functional importance of individual chromosomes with regard to sensitivity to radiation. Seeds of twenty different monosomics of the variety Chinese Spring were treated by us with different doses of X-rays to ascertain the LD-50 survival dose for each of these lines. Dormant seeds with an embryo moisture content of 4 to 5% were irradiated with X-ray doses ranging from 5000 to 50000 r using a 50 kV and 2 mA X-ray unit without filter. Fifty seeds were used in each treatment and the experiment was replicated thrice. The seeds were sown in petri-dishes immediately after irradiation and allowed to germinate in a temperature and humidity controlled room at $20 \pm 2°$ C and 50% R. H. Germination and survival counts

were made 15 days after sowing; seedlings which had reached the second leaf stage and were growing normally and those which did not grow beyond the first leaf stage were counted separately. The data from each exposure group were subjected to probit analysis and the LD-50 dosage for each pure monosomic line was estimated by the formula suggested by TSUNEWAKI and HEYNE[1a]). The frequency of plants with $2n = 41$ in the progency of a monosomic was found to vary between 60 and 70% in the different monosomic lines. The rest were mostly disomics ($2n = 42$), nullisomics being rare or absent. The LD-50 dosage was also determined for normal Chinese Spring ($2n = 42$).

Data relating to LD-50 dosages in the different monosomics are given in the Table. The revised system of nomenclature suggested by SEARS[2]) has been followed to designate the chromosomes. The LD-50 dose for normal Chinese Spring was 31,620 r. All the monosomics were thus more radiosensitive than the disomic, this being in accord with the findings of TSUNEWAKI and HEYNE[1b]). In general, members of a homoeologous group behaved in a similar way but there were prominent differences in homoeologous groups 4 and 6.

Table. *LD-50 dosage for different monosomics of bread wheat*

Genome A		Genome B		Genome D	
Chromosome	LD-50 Dosage	Chromosome	LD-50 Dosage	Chromosome	LD-50 Dosage
1A	10,589r	1B	15,420r	1D	12,866r
2A	20,220r	2B	22,281r	2D	19,174r
3A	9,496r	3B	10,509r	3D	—
4A	9,343r	4B	18,460r	4D	14,835r
5A	13,666r	5B	13,958r	5D	13,958r
6A	13,958r	6B	8,666r	6D	13,958r
7A	11,620r	7B	10,589r	7D	14,158r
Mean.	12,698r	Mean.	12,297r	Mean.	14,824r

Homoeologous group 2 had a much higher LD-50 dosage than the others, while group 3 had a lower dosage in comparison with the rest. The monosome for chromosome 6B showed the highest radiation sensitivity.

The mean LD-50 dosages for chromosomes belonging to the A, B and D genomes were 12,698, 12,297 and 14,824 r respectively. Thus, the D genome chromosomes, when dispensed with, enhanced the radiation sensitivity to a much lower degree than those belonging to the A and B genomes. NATARAJAN et al.[3]), who observed that tetraploid emmer and hexaploid bread wheats behave alike as regards survival in radiation experiments, suggested that while duplications exist for factors governing growth and metabolic processes in tetraploid wheat, further duplications for various genes concerned with the basic metabolic processes appear to have been lost during the evolution of bread wheat. The finding that monosomics for D genome chromosomes have generally a higher LD-50 dosage in comparison with the others would lend support to this view.

We are indebted to Dr. B.P. PAL and Dr. A.B. JOSHI for their interest in this study.

Division of Botany, Indian Agricultural Research Institute, New Delhi-12, India

D. JAGATHESAN and M.S. SWAMINATHAN

Eingegangen am 28. November 1960

[1]) TSUNEWAKI, K., and E.G. HEYNE: Genetics **44**, a) 933, b) 947 (1959). — [2]) SEARS, E.R.: First Int. Wheat Genet. Symp. p. 221, 1959. — [3]) NATARAJAN, A.T., S.M. SIKKA and M.S. SWAMINATHAN: Proc. 2nd. Inter. Conf. Peaceful Uses of Atomic Energy **27**, 321 (1958).

Der Einfluß von Inhibitoren auf die Wirksamkeit einer Jarowisationsbehandlung von Winterweizen

Es ist bisher noch nicht gelungen, bei Karyopsen winterannueller Getreidearten einen spezifischen „Jarowisationsstoffwechsel" nachzuweisen, wenn sie in angequollenem Zustand der Einwirkung niedriger Temperaturen ausgesetzt waren[1]). Auch die Atmung, bei der wegen der O_2-Bedürftigkeit der Jarowisation[2]) Veränderungen erwartet werden konnten, läßt keine Beziehung zum Jarowisationserfolg erkennen[3]), obwohl CHOUARD und POIGNANT[4]) durch Anwendung von Atmungs- und Keimungsinhibitoren eine Hemmung der Ährenbildung bei jarowisiertem Wintergetreide feststellen konnten.

Da aber der Eintritt der reproduktiven Phase bei Wintergetreide in starkem Maße von den Entwicklungsmöglichkeiten der Körner während der Kältebehandlung abhängig ist[5]), ist es notwendig, neben dem Einfluß der Inhibitoren auf die Jarowisationsprozesse ihre Wirksamkeit auf Keimung und Keimlingswachstum zu verfolgen, um eine unspezifische Schädigung von einer spezifischen Jarowisationswirkung abtrennen zu können. Die gleichzeitige Untersuchung der Atmung dient zur Ermittlung der Stoffwechselhemmung.

Tabelle. *Einfluß verschiedener Wirkstoffe auf Jarowisationsverhalten, Atmungsintensität, Wachstum und Keimung des Winterweizens „Derenburger Silber"*

Wirkstoff	E-J	A-%	TBÄ	SG-%	At-%	W-%	K-%
H_2O-Kontr.	3	70	76	100	100	100	100
KCN $6{,}25 \cdot 10^{-3}$ m	3	76	84	94	86	82	75
$1{,}25 \cdot 10^{-2}$ m	1	54	145	17	32	74	67
$2{,}5 \cdot 10^{-2}$ m	1	53	145	7	13	79	56
NaN_3 $6{,}25 \cdot 10^{-4}$ m	3	78	84	94	65	104	98
$1{,}25 \cdot 10^{-3}$ m	2	80	86	93	98	104	96
$2{,}5 \cdot 10^{-3}$ m	1	60	∞	0	83	91	94
Natriumdiäthyldithiocarbamat							
$1{,}25 \cdot 10^{-3}$ m	3	65	75	96	65*)	105	90
10^{-2} m	3	73	76	95	104	110	94
Monojodessigsäure							
$1{,}25 \cdot 10^{-3}$ m	3	45	78	97	105	100	83
$5 \cdot 10^{-3}$ m	2	40	80	92	104	100	94
10^{-2} m	1	0	—	—	68	97	91
NaF $1{,}25 \cdot 10^{-2}$ m	3	70	80	98	104	104	81
$2{,}5 \cdot 10^{-2}$ m	3	62	81	88	55	116	73
$5 \cdot 10^{-2}$ m	2	67	85	60	78**)	103	48
10^{-1} m	1	51	87	28	47	86	28
2,4-Dinitrophenol							
$2{,}5 \cdot 10^{-4}$ m	3	56	80	98	87	100	98
$5 \cdot 10^{-4}$ m	2	68	80	90	94	99	83
10^{-3} m	1	55	89	24	91	85	56
Kaliumarsenit							
$4 \cdot 10^{-3}$ m	3	63	84	94	64	70	85
$8 \cdot 10^{-3}$ m	3	44	100	60	51	70	4
$1{,}7 \cdot 10^{-2}$ m	1	5	127	40	38	0	0
Trijodbenzoesäure							
$1{,}25 \cdot 10^{-5}$ m	3	72	74	97	80	82	70
10^{-4} m	3	79	79	95	131**)	97	76
Maleinsäurehydrazid							
$2{,}5 \cdot 10^{-3}$ m	3	58	81	98	100	28	80
$5 \cdot 10^{-3}$ m	3	11	85	98	83	17	57
10^{-2} m	3	0	—	—	80	6	43
o-Phenanthrolin							
$2{,}5 \cdot 10^{-4}$ m	3	85	79	96	72	105	94
10^{-3} m	2	52	79	75	76	95	54

*) Wassergehalt der Karyopsen gegenüber der Kontrolle zu niedrig. **) Wassergehalt der Karyopsen gegenüber der Kontrolle zu hoch.

E-J: Entwicklungsgrad der Karyopsen nach der Jarowisation, 1 = ungekeint, 2 = Keimungsbeginn, 3 = gekeimt, Länge der Primärwurzel 5 bis 15 mm. A-%: Prozentsatz der aufgegangenen Pflanzen, 100% = 125 Pflanzen. TBÄ: Tage bis Beginn des Ährenschiebens vom Auslegen des Materials auf dem Feld an gerechnet. SG-%: Prozentsatz der aufgegangenen Pflanzen, die zur Ährenbildung gekommen sind. At-%: prozentuale Atmungsintensität der Karyopsen nach Abschluß der Kältebehandlung im Vergleich zur Wasserkontrolle bei 25° C. W-%: prozentuales Wachstum der Keimpflanzen nach Abschluß der Kältebehandlung im Vergleich zur Wasserkontrolle. Anzucht im Gewächshaus, Messung nach 8 Tagen. K-%: Prozentsatz der Karyopsen, die nach Abschluß der Jarowisation im Gewächshaus in feuchtem Sand innerhalb von 8 Tagen auskeimten.

In der Tabelle sind unter Berücksichtigung dieser Gesichtspunkte die Ergebnisse der Hemmungsversuche mit dem Winterweizen „Derenburger Silber" zusammengestellt. Im Gegensatz zu CHOUARD und POIGNANT erfolgte die Applikation der auf p_H 6 eingestellten Inhibitorlösungen ausschließlich während der Vorquellung (Wassergehalt des Materials: 33%), damit im Verlauf der Kältebehandlung (30 Tage + 2° C) nur die aufgenommenen Hemmstoffe wirksam werden konnten und ein weiterer Einfluß der Außenlösung auf die Entwicklung unterblieb.

Die Tabelle zeigt, daß fast allen untersuchten Substanzen eine physiologische Wirksamkeit zukommt. Aus einem Vergleich der entsprechenden Daten ist zu ersehen, daß die Hemmung der Jarowisation durch die Inhibitoren stärker mit deren Einfluß auf Keimung und Wachstum verknüpft ist als mit der Verminderung der Atmungsintensität. Die Jarowisationshemmung scheint daher vorwiegend durch eine Entwicklungshemmung bedingt zu sein, deren Ausmaß aus den in der Tabelle angegebenen Werten für E-J, W-% und K-% abzulesen ist. Wenn jedoch der Einfluß auf die Entwicklung gering ist, ist eine spezifische Wirkung des Hemmstoffes nicht ausgeschlossen.

Die Beeinträchtigung der vegetativen Entwicklung (A-%) durch die Inhibitoren ist bei „Derenburger Silber" ohne Einfluß auf das Jarowisationsverhalten und steht in Übereinstimmung mit den beim Sommerweizen „Koga" erhaltenen Ergebnissen. Die Ährenbildung des Sommergetreides mit und ohne Kältebehandlung wird durch Inhibitoren nicht beeinflußt.

Eine ausführliche Darstellung der Ergebnisse wird an anderer Stelle erfolgen.

Botanisches Institut der Ernst-Moritz-Arndt-Universität, Greifswald (Direktor: Prof. Dr. H. Borriss)

Gottfried Günther

Eingegangen am 13. Februar 1961

[1]) Borriss, H.: Dtsch. Landwirtsch., Sonder-Nr. Jarowisation, S. 18 (1952). — Chouard, P.: Ann. Rev. Plant Physiol. 11, 191 (1960). — [2]) Gregory, F. G., u. O. N. Purvis: Ann. Botany, N.S. 2, 753 (1938). — [3]) Günther, G.: Ber. dtsch. bot. Ges. 68, (20) (1955). — [4]) Chouard, P., u. P. Poignant: Phytoma No. 22 (1951). — [5]) Whyte, R. O.: Bot. Rev. 14, 51 (1939). — Rasumow, W. I., u. T. W. Oleinikowa: Naturwiss. Beiträge, Berlin, S. 1264 (1960).

Chemisch bedingte Wachstumshemmung trotz unterschiedlicher Beeinflussung der Aktivitäten von Kathepsin und saurer Phosphatase in Schwanzregeneraten von Xenopuslarven

Wir haben kürzlich für intrazelluläre Proteasen gezeigt, daß Morphostatika verschiedener Struktur zwar das Wachstum der Regenerate in analoger Weise hemmen, aber die Kathepsinaktivität (K.A.) unterschiedlich beeinflussen können[1a]). Besonders auffällig war der Effekt des leucinanalogen Aminoketons E 9 [4-Amino-6-methyl-heptanon-(3)], das in einer Konzentration von 1:8000 die Regeneration der amputierten Schwanzspitze der Xenopuslarve etwa zu 60% hemmt und zugleich eine *langfristige Erhöhung der Kathepsinaktivität* (K.A.) auf das 5- bis 10fache des normalen Niveaus bewirkt. — Ein Chinoxalin-Derivat 3576 [Ciba AG., Basel; das 1, 2-Dihydro-3-methyl-7(6)-aethoxy-chinoxalon-(2)], das ebenfalls eine etwa 60%ige Regenerationshemmung in der Verdünnung von 1:125000 ergab, bewirkte eine markantere und zeitlich anders verlaufende Erhöhung der K.A.[1a]). Colchicin, ein sehr starkes Antimitoticum, beeinflußt die K.A. überhaupt nicht[1a]).

Angesichts dieser sehr unterschiedlichen Beeinflussung der Kathepsine durch unsere Morphostatika erschien es als gegeben, ein weiteres Fermentsystem, das vermutlich ebenfalls bei Wachstumsprozessen eine Rolle spielt, eingehender zu analysieren. Die *saure Phosphatase* (P-ase bei p_H 5) ist nach de Duve[2]) in Säugerorganen mit verschiedenen anderen sauren Hydrolasen, unter anderem auch mit den Kathepsinen assoziiert. Im normal regenerierenden Xenopusschwanz zeigt sie einen ähnlichen Gang wie die K.A.[3]). Da sich somit ein Zusammenhang mit den anderen Hydrolasen und eine Verknüpfung mit Wachstumsprozessen vermuten läßt, untersuchten wir den Verlauf ihrer Aktivität im chemisch gehemmten Schwanzregenerat (Fig. 1a und 1b). Ohne näher auf unsere Versuchstechnik einzugehen[1a]), [4]), [5]), stellen wir hier nur fest, daß die amputierten Larven dauernd in den Lösungen unserer Morphostatika (E 9 oder 3576) gehalten wurden. In Abständen von einigen Tagen wurden jeweils bei einer Gruppe von Tieren die Enzymaktivität (Substrat Na-β-glycerophosphat) und der Kjeldahl-Stickstoff in den Regeneraten (Reg) und den anschließenden Stümpfen (Länge 2 mm = St) bestimmt. Dasselbe geschah auch mit den nicht amputierten behandelten Kontrollen [Kontrollen B (behandelt)], wo 2 mm lange, den Regeneratsstümpfen entsprechende Stücke untersucht wurden. Als Vergleichsstücke haben wir entsprechende 2 mm lange Stücke von unbehandelten Tieren untersucht [KoW (Wasser)]. In Fig. 1a und 1b ist die Aktivität der sauren Phosphatase in ihrem Verlauf bei Behandlung der amputierten Larven mit Aminoketon E 9 1:8000 und Chinoxalin-Derivat 3576 1:125000 während 19 Tagen nach der Amputation dargestellt. Die spezifische Enzymaktivität ist als µMol freigesetztes anorganisches Phosphat pro Stunde Inkubation und pro mg Gewebestickstoff angegeben. Das Ausmaß der Regenerationshemmung war in beiden Fällen sehr ähnlich, wie die Tabelle zeigt. So erschien ein quantitativer Vergleich des Ganges der sauren P-ase-Aktivität während der gehemmten Regeneration als berechtigt.

Das *Aminoketon E 9* (Fig. 1a) bewirkte eine *Erhöhung der Aktivität der sauren P-ase* in allen Gewebestücken der behandelten Tiere (Reg, St und KoB). Sie ist auffallend gesteigert in den Regeneraten, die gegen Ende der Versuchsperiode das Niveau der normalen Regenerate um etwa 500% überschreitet [s. [3])]. Auch in den KoB-Stücken liegt die Aktivität noch um etwa 100% über den KoW-Werten desselben Versuches. Wir haben es bei dieser Aktivitätszunahme der sauren P-ase,

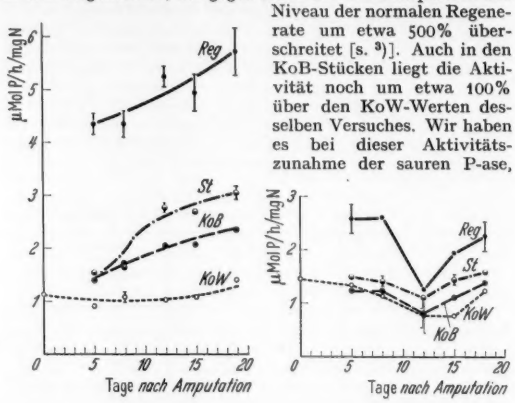


Fig. 1 a u. b. Unterschiedlicher Gang der Aktivität der sauren Phosphatase nach Vorbehandlung mit verschiedenen Morphostatika. Die Phosphataseaktivität ist gekennzeichnet durch (µMol P/Stunde/mg N) bis zum 15. oder 20. Tage nach der Amputation der larvalen Schwanzspitze. Weitere Erklärungen s. Text. — a: Die saure P-ase wird durch Aminoketon E 9 1:8000 stark und langfristig aktiviert. — b: Chinoxalin 3576 hat in der Konzentration von 1:125000 keinen wesentlichen aktivierenden Einfluß auf die saure P-ase während 18 Tagen

ähnlich wie schon für die K.A. gefunden wurde, mit einer *langfristigen Aktivierung* durch E 9 zu tun. Das wirkt sich speziell in den gehemmten Regeneraten aus, wo das E 9 zugleich eine besondere morphostatische Wirksamkeit entfaltet. *Das Chinoxalin* 3576 (Fig. 1b) verursacht demgegenüber in den behandelten Stümpfen der amputierten Tiere sowie in den KoB-Stücken *keine Veränderung in der Aktivität der sauren*

Tabelle. *Prozentuale Hemmung der Regeneration des Xenopusschwanzes nach Behandlung mit E 9 und 3576. Normales Wachstum = 0%, totale Hemmung = 100%*

Tage nach Amputation		5.	8.	12.	15.	18.	19.
E 9	1:8000 . .	55,4%	67,7%	66,6%	68,0%	—	63,0%
3567	1:125000 .	67,4%	72,0%	70,8%	77,2%	70,6%	—

Phosphatase gegenüber den Kontrollwerten. Auch in den Regeneraten (Reg) ist die Aktivität gegenüber den normalen Werten für unbeeinflußte Regeneration [s. [3])] nicht signifikant verändert. Die Chinoxalin-Behandlung bietet also ein Modell für einen morphostatischen Mechanismus, der *ohne* verstärkte Spaltung von Phosphorsäureestern im sauren Bereich im Regenerat auftritt. Unsere beiden starken Morphostatika unterscheiden sich also nicht nur in ihrer Wirkung auf die Kathepsine, sondern auch in derjenigen auf die saure P-ase. Beide Hemmstoffe sind außerdem *nicht antimitotisch*. (Das morphostatische und antimitotische Colchicin beeinflußt die saure P-ase in der Regeneration von Xenopus ebenfalls nicht. Unpubl. Befund.)

Der morphostatische Effekt muß also in den erstgenannten Beispielen auf verschieden geartete Störungen des *„morphogenetischen Stoffwechselpotentials"* [MSP; [1])] beruhen. Unter diesem verstehen wir das *gesamte Gefüge verschiedener, zur Einheit integrierter Fermentsysteme*, welche für den Ablauf der Regeneration verantwortlich sind. Es ist, wie wir hier zeigten, im Prinzip möglich, durch verschiedene Wirkstofftypen verschiedenartige enzymatische Komponenten des MSP

stark zu verändern und dadurch jeweils die *Gesamtaktivität des MSP wesentlich zu reduzieren* und die Regeneration scheinbar *gleichsinnig zu hemmen*. Ferner liegt es ganz im Sinne unserer Deutung, daß zwei relativ unabhängige Wirkstoffe wie E 9 und 3576 das MSP *in der Kombination synergistisch* stark herabsetzen und zugleich sein Fermentmuster viel wirksamer vom Normalgleichgewicht weg verschieben, als es bei einer Einstoffwirkung möglich wäre[1b]).

Ausgeführt mit Unterstützung des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung.

Bern, Zoologisches Institut der Universität

H. P. von Hahn, Brigitte Niehus, Adolf Scholl und F. E. Lehmann

Eingegangen am 10. Februar 1961

[1]) Hahn, H. P. v., u. F. E. Lehmann: Helv. physiol. Acta a) **16**, 107 (1958); b) **18**, 198 (1960). — [2]) Duve, C. de: Exp. Cell Res. Suppl. **7**, 159 (1959). — [3]) Hahn, H. P. v.: Helv. physiol. Acta **18**, C 80 (1960). — [4]) Hahn, H. P. v., B. Niehus u. R. Weber: Helv. chim. Acta **43**, 1820 (1960). — [5]) Weber, R., u. B. Niehus: Helv. physiol. Acta (im Druck).

Über die Gestaltung des Geschlechtszyklus in hypothyreotischen Ratten

Das Schicksal, die Wirksamkeit und die Resorptions- und Eliminationsverhältnisse der im lebenden Organismus entstehenden Oestrogene werden durch zahlreiche Mechanismen geregelt. Unter ihnen nimmt die interglanduläre Regulation eine wichtige Stelle ein. Bezüglich der Oestrogene erstreckt sich die interglanduläre Verbindung außer der Hypophyse sowohl auf die Schilddrüse als auch auf die Nebennierenrinde. Die zwischen den Oestrogenen und dem Schilddrüsenhormon bestehenden Verbindungen sind aus dem Klinikum schon altbekannt. Die Bewertung der Ergebnisse des zwischen den zwei Drüsen bestehenden engen Zusammenhanges ist jedoch nicht eindeutig und keine leicht lösbare Frage. In unseren Versuchen prüften wir das Schicksal der Oestrogene in hypothyreotischen Ratten.

Zu unseren Untersuchungen benützten wir 105 nichtträchtige Ratten mit regelmäßigem Geschlechtszyklus. Der Geschlechtszyklus wurde vor Beginn der Hauptuntersuchungen sechs Wochen lang kontrolliert. Bei 70 Tieren wurde die Schilddrüse operativ in Äthernarkose entfernt und 35 Ratten zur Kontrolle verwendet. Das Gewicht der Tiere betrug am Anfang der Versuche 200 g, welches die Kontrolltiere bis zum Ende der Versuche behielten, während das Gewicht der Tiere, deren Schilddrüse extirpiert wurde, in der 6. Woche der Versuche einen Zuwachs von 40 g erreichte, der sich weiterhin auch standardisierte.

Der Geschlechtszyklus hielt bei den Kontrolltieren 5,22 Tage an. Dieser Wert stieg nach Entfernung der Schilddrüse auf 8,71 Tage. Die Differenz zwischen den beiden beträgt 3,49 Tage, die als signifikante Differenz sich rechnet. Die Untersuchungen wurden bei beiden Gruppen durch 8 Wochen durchgeführt. Die Bewertung der in den einzelnen Phasen des Geschlechtszyklus erfolgten Veränderungen zeigt, daß sich der Zyklus trotz der kleinen Abkürzung des Brunststadiums verlängert. Für die Verlängerung des Zyklus sind in erster Reihe der Dioestrus und die präoestralen Phasen verantwortlich (Tabelle).

Tabelle. *Die Veränderungen der Phasen des Geschlechtszyklus* (in Std)

Phase	Kontrolle	Hypothyreotische	Differenz
Oestrus	22,42	12,82	— 9,60
Metoestrus . .	21,00	24,34	+ 3,34
Dioestrus . . .	42,40	92,00	+ 49,60
1/*a*	13,80	14,00	+ 0,20
Prooestrus . .	15,25	27,65	+ 12,40
2/*a*	10,09	38,23	+ 28,14
Gesamt . . .	124,96	209,04	+ 84,08

Der sexuelle Zyklus wurde in beiden Gruppen bis zu 5 Monaten untersucht. Der verzögerte Zyklus wurde bei den thyreoidektomizierten Tieren auch in der 20. Woche nach dem Eingriff unverändert gefunden.

Nach unseren Versuchsergebnissen verlangsamt der hypothyreotische Zustand bei den Ratten die zyklische Funktion des Ovariums, hebt sie aber nicht auf. Der sich verzögernde Mechanismus des Zyklus könnte mit verschiedenen Hypothesen erklärt werden. In diesen spielen die Stoffwechselveränderungen und die veränderten interglandulären und Regulationsverhältnisse eine Rolle.

Zusammenfassend stellen wir in hypothyreotischen Ratten die Verzögerung der Oestruszyklen fest. Die zwischen dem Zyklus der Kontrollen und der operierten Tiere bestehende 3,49tägige signifikante Differenz kann auch in der 20. Woche nach dem Eingriff nachgewiesen werden. Die ovarielle Funktion ist also gehindert, aber nicht aufgehoben.

Pharmakologisches Institut (Direktor: Prof. Dr. T. Vályi-Nagy) *und I. Medizinische Klinik (Direktor: Prof. Dr.* B. Fornet) *der Medizinischen Universität, Debrecen*

Judith Kulcsár-Gergely und András Kulcsár

Eingegangen am 17. Dezember 1960

Was ist die Grundlage der Korallenfischsymbiose: Schutzstoff oder Schutzverhalten?

Davenport und Norris[1]) haben Versuche über die Symbiose von Riesenseeanemonen der Gattung Stoichactis (nach Angabe der Autoren) und dem Korallenfisch *Amphiprion percula* ausgeführt. Aus den Ergebnissen ziehen sie den Schluß, daß diese Korallenfische vor den Nesselkapseln der Aktinie durch einen chemisch noch unbekannten „Schutzstoff" geschützt sind, der beim ersten Zusammentreffen der Partner durch Entladung der Nesselkapseln in der Fischhaut gebildet wird. Dieser Schutzstoff soll bei mechanischer Reizung der Nematocysten deren Reizschwelle erhöhen, während er bei elektrischer Reizung unwirksam bleibt. Die Bildung des „Schutzstoffes" soll bei dem durch vorsichtiges Kontaktnehmen, häufiges Festhaften an den Tentakeln, Losreißen und Schreckreaktionen gekennzeichneten „Angewöhnungsverhalten" erfolgen. Nach längerer Isolierung der Fische soll er wieder verschwinden.

Eigene, noch weitergehende Versuche mit *Stoichactis spec.*, *Discosoma spec.* und *Amphiprion percula*, *A. xanthurus*, *A. polymnus*, *A. melanopus*, *A. ephippium* zeigen jedoch, daß die Befunde von Davenport und Norris auch anders gedeutet werden können. Während Davenport und Norris die Grundlage der Symbiose in einer Art aktiver Immunisierung der Fische sehen, ließen meine Versuche die Rolle der Anemone deutlicher zutage treten. Nach längerer Trennung von ihrem Symbiosepartner nesseln die Riesenanemonen jeden Amphiprion, selbst wenn dieser gerade von einer bewohnten Anemone der gleichen Art kommt. Das hat unabhängig von mir auch O. König[2]) beobachtet. Um die von Davenport und Norris beschriebene Angewöhnungsreaktion der Anemonenfische auszuschalten, wurden die zu prüfenden Fische im Zustand der „physiologischen Blendung" in die Tentakel der Anemone gebracht. Der Zustand der „physiologischen Blendung" wurde dadurch erreicht, daß nachts die dunkel adaptierten Tiere plötzlich hell beleuchtet wurden. Unter diesen Umständen lassen sie sich leicht ohne störende Angewöhnungs- und Schreckreaktionen zu den Anemonen dirigieren. Auf diese Weise geprüfte Fische wurden *immer* genesselt, wenn die Anemone zuvor isoliert gehalten worden war. Dabei war es ohne Bedeutung, ob die Amphiprion vorher isoliert waren oder mit ihrer vertrauten Anemone zusammen gelebt hatten. Umgekehrt, wenn die Anemone vorher mit Amphiprion zusammen gelebt hatte, wurden in das Tentakelfeld gebrachte Fische *nicht* genesselt, auch wenn sie vorher lange getrennt von einer Anemone gehalten worden waren. So drang z. B. ein über 20 Monate lang getrennt von Anemonen gehaltener A. percula ohne weitere Vorbereitung sofort in eine von andern Amphiprion vorbereitete Anemone ein und „badete" ohne jede Nesselerscheinung ausgiebig zwischen den Tentakeln. Versuche bei inversem Beleuchtungswechsel (nachts hell, tags dunkel) brachten übereinstimmende Ergebnisse. Selbstverständlich wurden zu allen Versuchen nur vorher auf ihre Nesselbereitschaft geprüfte Anemonen verwendet.

Die geschilderten Versuche lassen sich nur so deuten, daß der Schutz der Fische durch eine Angewöhnungsreaktion gesichert ist, deren Schwerpunkt bei der Anemone und nicht beim Fisch liegt. Der Schutz ist auch keineswegs absolut; wird eine Anemone, in deren Tentakeln sich ein Amphiprion gerade „badet", gleichzeitig an einer andern Stelle mit dem Finger gereizt, dann wird der Fisch heftig (unter Umständen tödlich — Discosoma) genesselt.

Zoophysiologisches Institut der Universität, Tübingen

Manfred Blösch

Eingegangen am 3. Februar 1961

[1]) Davenport, D., u. K. S. Norris: Biol. Bull. **115**, 397 (1958). — [2]) König, O.: Die Pyramide, Innsbruck **2**, 52 (1960).

The Origin and Structure of Tonofibrillae in Simulium ornatum Meigen (Simuliidae, Diptera, Nematocera)

The attachment of skeletal muscles to the bodywall is essential for the efficiency of the various muscular performances in insect larvae. Such attachments are brought about by tonofibrillae. These intermediaries of tendinous fibrillae were named as "Tonomitomes" by MAZIARSKI[1]), as "Tonofibrillae" by HENNEGUY[2]), and as "Filaments de résistance" by JANET[3]). As said by LEYDIG[4]), the muscle fibrillae unite with the protoplasmic fibrillae in the epidermal cells and it is by the intermediary of these fibrillae that the skeletal muscles get attached to the cuticle.

In Simulium ornatum, tonofibrillae are present during the various larval stages and the pharate pupal stage. [The term "Pharate" denotes the phase of an instar which is

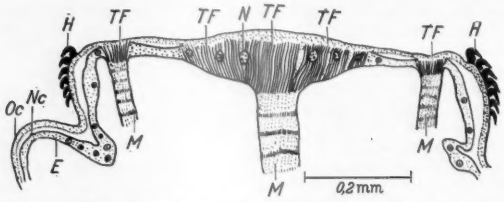


Fig. 1. Simulium ornatum Meigan: Posterior sucker of the last instar larva showing tonofibrillae. Drawn from longitudinal section (8 microns thick) with camera lucida. *E* epidermis, *H* hook, *M* larval muscle, *N* nucleus of epidermal cell, *NC* new cuticle, *OC* old cuticle, *TF* tonofibrillae

enclosed within the cuticle of the previous instar. HINTON[5])]. At the beginning of each instar, the old cuticle and the new cuticle secreted by the epidermis remain close to each other. During this stage the tonofibrillae connections are very firm Later on, these two cuticles become gradually separated from each other, the tonofibrillae connection becomes weak, get detached and finally ecdysis occurs. Whenever two cuticles are present on the bodywall, the tonofibrillae penetrate its way through the inner new cuticle and become attached to the outer old cuticle. Such tonofibrillae connections existing between the two cuticles during the early stages of the last instar larva and pharate pupa of Simulium ornatum are approximately forty in number. Each tonofibrillae connection is made up of one or more bundles, each bundle has many groups and each group has many fibrillae.

In Simulium ornatum the number and structure of the tonofibrillae has been followed through three stages [−275 hours, −225 hours and −180 hours old larvae*)] of the last larval instar and three stages (−120 hours, −96 hours and −50 hours old) of the pharate pupa. In calculating the age of the larva the time when the larval cuticle is shed is taken as zero hour. This study has revealed the following details.

In the −275 hours and −225 hours old larvae of the last larval instar, each tonofibrillae bundle consists of five to eighteen groups (according to the size of the bundle) and each group has seven to nine fibrillae or strands. As the age of an instar increases, the space between the old and new cuticles increases due to the withdrawal of the moulting fluid and the tonofibrillae connections between the two cuticles become gradually reduced in number. Also, the number of groups in each bundle get reduced, as the two cuticles spread apart. Microscopic examination of the various tonofibrillae bundles in the −180 hours old larvae and −50 hours old pharate pupa has shown that the numbers of groups in a single bundle are only three to ten, whereas they are five to eighteen in the early stages of the same instars. Dissections show that the tonofibrillae attachments between the two cuticles during these late stages are delicate.

Nuclei are seen associated with the tonofibrillae bundles (Fig. 1). The presence of such nuclei suggests that the tonofibrillae are the product of the protoplasm of the epidermal cells and that these nuclei belong to them. The contact of a muscle with the epidermal cells seems to influence not only the cells with which it is in contact, but also the neighbouring cells, whose products sometimes become transformed into tonofibrillae. This is noticed in the neighbourhood of the large muscle joining the centre of the disc of the posterior sucker. This also illustrates clearly that the tonofibrillae are strictly the products of the epidermal cells and not those of the muscles. The muscle comes up to the epidermal layer and becomes continuous with the tonofibrillae of the epidermal cells. The sarcolemma of the muscle becomes continuous with the basal membrane.

What is responsible for the modification of the protoplasm of the epidermal cells to tonofibrillae is not clearly known. But, in all probability, this may be due to some unknown chemical agent which influences and modifies the epidermal cells. And, since the epidermal cells in the neighbourhood of particular skeletal muscles only are subject to such modification, it is obvious that the skeletal muscle is directly or indirectly concerned with the production of such a chemical agent.

Department of Zoology, Scott Christian College (University of Madras), Nagercoil, South India

V. J. I. GRANT

Eingegangen am 24. Januar 1961

*) In calculating the age of the larvae, the time when the larval cuticle is shed is taken as zero hour. So, all the hours denoting the age are minus.

[1]) MAZIARSKI, M. S.: Bull. int. Acad. Sci. Cracovie **1903**, 520. — [2]) HENNEGUY, F.: C. R. Ass. Anat. (8th reunion, Bordeaux) **1906**, 133. — [3]) JANET, C.: Anotomie du corselet et hystolyse des muscles vibrateurs après le vol nuptial, chez la reine de la fourmi (Lasius niger). Limoges: 1907. — [4]) LEYDIG, F.: Zelle und Gewebe. Bonn: 1885. — [5]) HINTON, H. E.: Nature [London] **157**, 552 (1946).

Die submikroskopische Struktur des Barrschen Zellkernkörpers (des sog. Geschlechtschromatins)

Es wurde versucht, den Barrschen Zellkernkörper [BZK; vgl. u.a. BARR, HIENZ[1])] ein und desselben Zellkernes vergleichend im Licht- und Elektronenmikroskop darzustellen, da eine sichere Identifizierung im Elektronenbild ohne lichtmikroskopischen Vergleich[2]) kaum möglich erscheint.

Für die vorliegende Untersuchung[3]) wurde menschliches Operationsmaterial (Epidermis, weiblich) nach der Standardtechnik in gepufferter 1% OsO_4-Lösung fixiert und in Methacrylat eingebettet. Herstellen der Schnitte nach Fig. 1 wie folgt: Von dem Präparat werden in fortschreitender Reihe drei Ultradünnschnitte „A" (Einzeldicke rund 500 Å), drei Ultradünnschnitte „B" (Einzeldicke wie „A") sowie ein dickerer Schnitt „C" (Dicke rund 1,5 μ) abgenommen. Die Schnitte „A" und „C" werden auf normale Glasobjektträger

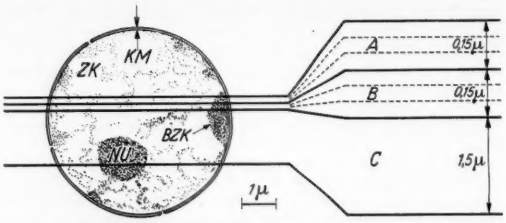


Fig. 1. Zellkern (*ZK*) mit Barrschem Zellkernkörper (*BZK*), Nucleolus (*NU*) und Kernmembran (*KM*); Schnittfolge für lichtmikroskopische Vergleiche („*A*" = 3 Ultradünnschnitte; „*C*" = 1 Feinschnitt) sowie elektronenoptische Untersuchung („*B*" = 3 Ultradünnschnitte)

übertragen, die Schnitte „B" auf ein befilmtes elektronenoptisches Objektträgernetz. Der BZK wird zunächst im Lichtmikroskop nach geeigneter Färbung oder mit Phasenkontrastoptik am Schnitt „C" identifiziert. Hierauf wird der Zellkern, der diesen BZK enthält, in den Ultradünnschnitten „A" nach Auslösen des Methacrylates ebenfalls im Lichtmikroskop (Phasenkontrastoptik) ermittelt und mikrophotographiert. An Hand dieser Mikrophotographie kann der gleiche Kern in den Ultradünnschnitten „B" im Elektronenbild aufgesucht werden. Nach der Wahrscheinlichkeitsrechnung[3]) ist unter diesen methodischen Bedingungen zu erwarten, daß von je 100 BZK, welche in den Schnitten „C" im Lichtmikroskop identifiziert werden, bei einer hinreichend großen Zahl 23 ± 7 BZK im Elektronenbild in ihrer typischen Form dargestellt werden können.

Fig. 2 zeigt den BZK ein- und desselben Zellkernes vergleichend im lichtmikroskopischen (Fig. 2a = Schnitt „C") sowie im elektronenmikroskopischen Bild (Schnitte „B") bei schwächerer (Fig. 2b) und stärkerer (Fig. 2c) Vergrößerung. Die Feinstruktur des BZK unterscheidet sich auf Grund der vorliegenden Befunde bei der angewendeten Standardfixierung und -einbettung nicht signifikant vom übrigen randständigen

Chromatin an der Kernmembran, vom Nucleolus [vgl u.a. BERNHARD u. Mitarb.[4])] sowie von mitotischen Chromosomen somatischer Zellen [vgl. u.a.[5])]. Er ist im wesentlichen aus opaken Grana vom mittleren ⌀ 120 Å aufgebaut. Fädige Elemente sind nur über Bruchteile von einem Mikron zu verfolgen; ihre Darstellung kann noch nicht als endgültig gesichert betrachtet werden. Der BZK ist — wie das übrige randständige Chromatin — teilweise stark zerklüftet und zeigt im Elektronenbild meist nicht die von lichtmikroskopischen

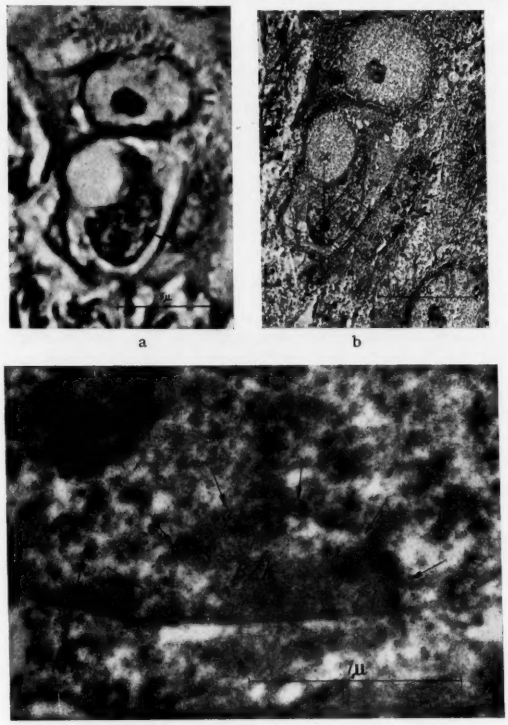


Fig. 2a—c. a Zellkern (*ZK*) mit Barrschem Zellkernkörper (*BZK*) im Feinschnitt „*C*"; lichtoptisch, Phasenkontrast-Ölimmersion 100:1. — b Gleicher Zellkern (*ZK*) in einem der Ultradünnschnitte „*B*"; el. opt. Vergrößerung 1050:1. c Barrscher Zellkernkörper (*BZK*) aus b (eingezeichneter Ausschnitt) bei stärkerer el. op. Vergrößerung (8000:1); Kernmembran (*KM*). Abbildungsmaßstäbe jeweils eingetragen

Untersuchungen her bekannte scharfe Konturierung. Die Untersuchungen werden fortgesetzt und an anderer Stelle ausführlicher veröffentlicht und besprochen.

Die Untersuchungen wurden mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft durchgeführt.

Pathologisches Institut der Universität, Heidelberg, Voßstr. 2

G. THOENES

Eingegangen am 14. Januar 1961

[1]) BARR, M.L.: Exp. Cell Res. **2**, 288 (1951). — HIENZ, H.A.: Die zellkernmorphologische Geschlechtserkennung in Theorie und Praxis. Heidelberg: Dr. A. Hüthig 1959. — [2]) JAMES, J.: Z. Zellforsch. **51**, 597 (1960). — [3]) THOENES, G.: Versuch einer elektronenmikroskopischen Strukturanalyse des Barrschen Zellkernkörpers (des sog. Geschlechtschromatins). Medizin. Preisaufgabe der Univ. Heidelberg im Studienjahr 1959/60, eingereicht Oktober 1960. — [4]) BERNHARD, W., A. BAUER, A. GROPP, F. HAGUENAU u. C. OBERLING: Exp. Cell Res. **9**, 88 (1955). — [5]) BRAUNSTEINER, H., u. F. PAKESCH: Wien. Z. inn. Med. **37**, 426 (1956). — DALES, S.: Exp. Cell Res. **19**, 577 (1960).

On the Occurrence of Feulgen Positive Nucleoli in Adrenocortical Cells of the Pigeon

MILLER and RIDDLE[1]) have casually referred to a differential dye-binding behaviour of nucleoli present in the adrenocortical cells of the White Carneau pigeons. Accordingly, these authors claim one type of nucleolus to be basiphil, and the other acidophilic. To know whether this difference reflects any true chemical characterization, it seems desirable to study these nucleoli from a cytochemical standpoint. As a preliminary approach, we have followed the cytochemical tests for nucleic acids on the adrenocortical nucleolar components of the common Indian domestic pigeon (*Columba livia*, Gmelin). The histological and cytochemical techniques followed, have been incorporated in the table.

Table showing the Cytochemical Dimorphism of Adrenocortical Nucleoli (Columba livia)

	Nucleolus[1])	Nucleolus[2])
A. Affinity for Histological Dyes:		
1. Heidenhain's azan	Azo carmine	Aniline Blue
2. Mallory's Triple	Acid Fuchsin	Aniline Blue
3. Masson's Trichrome . . .	Hematoxylin	Light Green
B. Tests for Nucleic Acids:		
1. Feulgen technique	Feulgen	negative
2. Feulgen-Light Green Method [SEMMENS and BHADURI, 1941[3])]	Feulgen	Light Green
3. Pyronin-Methyl Green		
a) Control	Methyl Green	Pyronin
b) RNase digestion (2-hrs. at 37° C)	Methyl Green	negative

A perusal of the accompanying table reveals that the acidophil and basiphil properties of the two nucleoli are entirely misleading (Fig. 1). While studying these properties in molluscan oocyte nucleoli, SERRA and LOPEZ[2]) also arrived at the same conclusion. Looking at the same table, one may find that one of the nucleoli is Feulgen-positive (Fig. 2), while the other stains with Pyronin. In the former, Schiff reaction

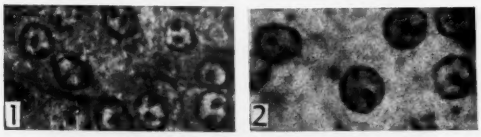


Fig. 1. Adrenocortical cells of the pigeon showing two distinct nucleoli in an individual nucleus. Heidenhain's azan Stain. × 2300

Fig. 2. Same cells presenting clearly DNA-positive nucleolus. Feulgen technique. × 2700

is intense and almost uniform barring the central region of some nucleoli, where the stainable material is less dense. This observation confirms to an extent that the nucleolus concerned is not associated with the heterochromatin [DAVIES[3])].

The presence of nucleolar DNA material in granular and vesicular form is not very uncommon [see BRACHET[4])]: In deviation from other cytological findings, we have noted that in our preparations Feulgen-positive substance fills up the entire area of nucleolar pars amorpha. To our knowledge the only other report which simulates closely with our findings is that by MULNARD[5]). Now a question may be raised as to the origin of this DNA-rich nucleolus. It may be suggested that this structure has been originated by a transformation of the 'Feulgen-positive nucleolar filaments' [LETTRÉ[6])] into a homogenous mass. This possibility may very well exist in view of BORYSCO and BANG's[7]) electron microscopic findings on the nucleolus. Leaving aside the problem of genesis of this chemically different nucleolus, it will also be worthwhile to investigate in future the functional significance of this unique cellular component.

We are grateful to Dr. A.K. SHARMA of the Botany Department of this University for a gift of Ribonuclease used in this study. Thanks are also due to Mr. M. DUTT for photomicrography and Miss IRA RAY of our Department for helpful co-operation during the course of this investigation.

Histophysiology Laboratory, Department of Zoology, University of Calcutta, 35, Ballygunge Circular Road, Calcutta-19 (India)

T.K. BHATTACHARYYA and ASOK GHOSH

Eingegangen am 11. Februar 1961

[1]) MILLER, R.A., and O. RIDDLE: Amer. J. Anat. **71**, 311 (1942). — [2]) SERRA, J.A., and A. QUEIROZ LOPEZ: Portugal Acta Biol., Sér. A **1**, 2, 51 (1945). — [3]) DAVIES, J.M.G.: The Ultrastructure of the

Mammalian Nucleolus. The Cell Nucleus, ed. J. S. MITCHELL. London: Butterworths 1960. — [4]) BRACHET, J.: Biochemical Cytology. New York: Academic Press, Inc. 1957. — [5]) MULNARD, J.: Arch. Biol. [Liege] 67, 485 (1956). — [6]) LETTRÉ, R.: Observations on the Behavior of the Nucleolus of Cells in vitro. Fine Structure of Cells. Groningen: P. Noordhoff Ltd. 1955. — [7]) BORYSCO, E., and F. B. BANG: Bull. Johns Hopkins Hosp. 89, 468 (1951). — [8]) SEMMENS, C. S., and P. N. BHADURI: Stain Technol. 16, 119 (1941).

Fluorescence of Subcutaneous Adipose Tissue of Mouse after Oral Administration of 3,4-Benzpyrene

Because it has been shown that orally administered carcinogens cause distinct light[1]) and electron[2]) microscopical alterations in mouse epidermis; and because later C^{14}-labeled, intravenously injected 9,10-dimethyl-1,2-benzanthracene has been found in mouse skin[3]), more direct evidence of the appearance of an orally administered carcinogen in mouse skin would be interesting.

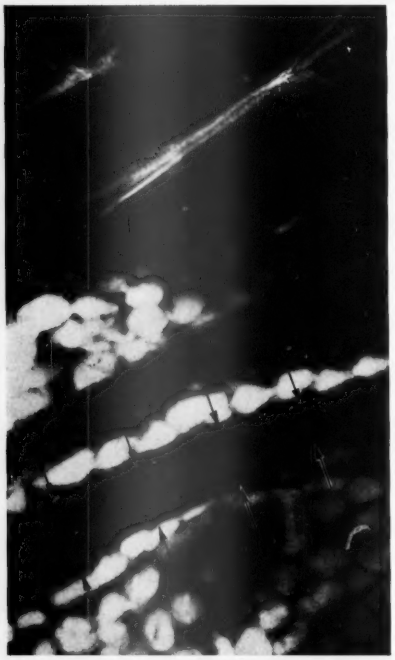


Fig. 1. Fluorescence of subcutaneous adipose tissue of mouse back 9 hours after oral administration of BP. Arrows point to hair root. Hair follicular cycle: anagen. 140×

In the present study the pathway taken by the carcinogens was observed by administering 3,4-benzpyrene (BP), obtained from S. A. F. Hoffmann-la-Roche & Co. Ltd., Basle, Switzerland, orally to mice, and by taking advantage of the strong fluorescence of BP. One gastric instillation of 25 mg BP in 0·5 ml Carbowax 400 (polyethylene glycol 400) *) was given to 20 male mice, 2 to 3 months old, of our tumor-resistant RA strain. The administration of the solution as well as all other procedures were carried out with the utmost care in order to avoid external contamination of the skin. Each animal was immediately squeezed into a specially-designed narrow glass tube. During the experiment, the animals were given water by pipette at regular intervals. Through an opening in the tube at the back of the mouse a biopsy specimen was taken from each animal after about 9 hours, without preliminary cutting of the hair. At the end of the experiment the animals were in good condition. A longer observation period than 9 hours would obviously have been possible, but to avoid general stress this time was considered sufficient.

The specimens were immediately sectioned at 20 μ on a freezing microtome, whose cutting edge was aimed from epidermis to dermis, mounted in non-fluorescent glycerol and promptly examined under a Reichert fluorescence microscope.

In all cases a bright blue to blue-violet fluorescence was seen in the subcutaneous adipose tissue, to some degree varying in strength from one place to another. The fluorescence was distinctly confined within the fat cells. In 3 animals the hair follicles were in the growth phase so that the hair bulbs were surrounded by strongly fluorescent adipose tissue (Fig. 1); in 6 animals a slightly fainter blue or blue-violet fluorescence was noted in the sebaceous glands as well. In the latter animals the hair follicles were in the resting phase. The interfollicular epidermis and the hair follicles did not display fluorescence. In all control mice only a faint autofluorescence was found in the sebaceous glands.

It thus appeared that BP administered orally is rapidly conveyed to the subcutaneous adipose tissue, where it brings about a strong fluorescence. As seen from Fig. 1, a direct interaction between the pilosebaceous apparatus and orally administered BP is theoretically possible. The intensity of the fluorescence obtained in the present study almost equalled that produced in the subcutaneous adipose tissue after local exposure of the cutaneous surface to methylcholanthrene in the same solvent[4]). The rigorous measures of precaution exclude the interference of irrelevant factors. Thus, because BP or its blue or blue-violet-fluorescent metabolite(s) easily reach the subcutaneous adipose tissue after administration orally, there is good reason to think that these substances have further pathways also to other, more superficial components of mouse skin.

Supported by grant C-2930 M & G from the National Cancer Institute, National Institutes of Health, U.S. Public Health Service, Bethesda, Md.

Department of Pathology (Chief: Prof. KAI SETÄLÄ, M.D.), *University of Helsinki, Helsinki, Finland.*

EINO ERKKI NISKANEN and ONERVA ÄYRÄPÄÄ

Eingegangen am 13. Februar 1961

*) Carbide and Carbon Chemicals Company, New York, N.Y.

[1]) NISKANEN, E. E., and L. MERENMIES: Naturwissenschaften 46, 583 (1959). — [2]) SETÄLÄ, K., E. E. NISKANEN, L. MERENMIES, M. NYHOLM and L. STJERNVALL: J. Nat. Cancer Inst. (in press). — [3]) HADLER, H. I., and K. LEE: J. Nat. Cancer Inst. 25, 697 (1960). — [4]) SETÄLÄ, K.: Ann. Med. Exp. Fenn. 26, 130 (1948).

Action of Sodium Pyruvate upon Nucleated and Enucleated Fragments of Stentor Coeruleus

Sodium pyruvate has a remarkable cytolysing effect upon enucleated fragments of *Amoeba proteus*, in contradistinction to nucleated fragments[1]). To establish whether we are possibly concerned here with a phenomenon of more general importance we studied the action of pyruvate on the Ciliate *Stentor coeruleus*. For this purpose the specimens were cut into nucleated and enucleated fragments with a glass needle. As in *Amoeba*[1]) whole cells of *Stentor* as well as nucleated fragments were found to tolerate concentrations of sodium pyruvate of up to $2{\cdot}5 \times 10^{-3}$ mM/ml for 24 hours without appreciable changes in morphology or movement. Within the first 10 hours' exposure to this concentration about 90% of the enucleated fragments were cytolysed, however. Since the synthesis of ribonucleic acid and protein is dependent on the nucleus, the increased toxicity of the sodium pyruvate to the enucleated halves might reflect an intracellular increase in lactic acid, caused by a change in the reduction of the diphosphopyridine nucleotide diphosphopyridine ratio as a result of insufficient consumption of chemically bound energy[2]),[3]). In *Acetabularia* BRACHET[4]) demonstrated a similar increase in sensitivity of the enucleated fragments towards natural precursors of nucleic acid and proteins.

As the results obtained in *Stentor* are in good agreement with the finding obtained in *Amoeba*[1]) and *Acetabularia*[4]), the cytolysing action of sodium pyruvate should probably be considered to be of more general importance.

Department of Histology, Free University, Amsterdam

A. STOLK

Eingegangen am 23. Januar 1961

[1]) GUTTES, E., and S. GUTTES: Nature [London] 187, 432 (1960). — [2]) CHANCE, B.: Enzymes: Units of Biological Structures and Function, ed. by O. H. GAEBLER, p. 447. New York: Academic Press 1956. — [3]) LARDY, H. A.: Proc. Third Internat. Congr. Biochem. Brussels, 1955, ed. by C. LIÉBECQ, p. 287. New York: Academic Press 1956. — [4]) BRACHET, J.: Exp. Cell. Res. 14, 650 (1958).

Über die Gewinnung von infektiösem Preßsaft aus „Wintertyp"-Pflanzen des Tabak-Rattle-Virus durch Phenolextraktion

Bei Verwendung von hoch verdünnten Preßsäften zur Inokulation auf Samsuntabak pflegt das zuerst von KÖHLER[7]) beschriebene abweichende Symptombild des „Wintertyps" (WT) des Tabak-Rattle-Virus (TRV) hervorzutreten, das sich nur schwer übertragen läßt und in dessen Pflanzen nur Spuren infektiösen TRV enthalten zu sein scheinen[1]),[3]),[4]).

Ausgehend von den Versuchen von ENGLER und SCHRAMM[5]) zum Nachweis freier, d.h. nicht im Virus gebundener Ribonukleinsäure (RNS) in der Latenzphase des Tabakmosaikvirus und unter Berücksichtigung der Feststellung von SCHLEGEL[10]), daß direkte Phenolextrakte aus Tabak mit Gurkenmosaikvirus 6,6mal infektiöser sind als Pufferhomogenate, wurde auch bei WT-Pflanzen die direkte Phenolextraktion angewandt.

Methode. Ein Teil (meist 10 g) des zu testenden Materials wurde in Gegenwart von je der doppelten Menge Phosphatpuffer (0,15 mol, p_H 7) und mit wassergesättigtem Phenol homogenisiert. Die durch Zentrifugation gewonnene wäßrige Phase wurde ein zweites Mal mit dem gleichen Volumen Phenol behandelt und erneut zentrifugiert. Aus der wäßrigen Phase wurde das Phenol durch Schütteln mit Äther und der Äther mit durchperlendem Stickstoff entfernt. Die so gewonnenen Präparate enthalten die infektiöse Gesamt-RNS. Sie wurden direkt zur Inokulation von karborundbestäubten Samsunblättern benutzt. Der andere Teil des Pflanzenmaterials wurde mit der doppelten Menge Puffer homogenisiert, durch Zentrifugation geklärt und zur Zerstörung der proteinfreien RNS eine Stunde bei 37° C inkubiert. Nach zweimaliger Phenolbehandlung wurden diese Proben, wie beschrieben, aufgearbeitet und getestet. Als Vergleichsprobe zur Feststellung der Gesamt-Infektiosität diente ein Teil des geklärten Pufferhomogenates. Das infektiöse Virus-Nucleoprotein wurde durch Inokulation des inkubierten Pufferhomogenates bestimmt.

Die Ergebnisse einer typischen Versuchsreihe sind in der folgenden Tabelle zusammengefaßt:

Tabelle. *Infektiosität verschiedener Präparationen von krankem Blattgewebe*

Zahl der auf je 20 Samsunblättern aufgetretenen Einzelherde	Rohsaft		Phenol-extrakt	
	A*)	B	C*)	D
WT-Pflanzen mit Symptomen scheinbar systematischer Erkrankung[a])	6	4	144	1
WT-Blätter mit Linienmuster[a])	0	0	38	0
WT-Pflanzen scheinbar gesundet[a])	0	0	18	0
WT-Einzelherde (je 30 Stück, 4 Tage alt)	16	3	740	2
Mit WT-RNS-inokulierte Samsunblätter (8 Tage alt)	0	0	326	0
WT-Pflanzen N. debneyi[b])	0	0	22	0
WT-Pflanzen N. clevelandii	0	0	27	0
Stengelbunt-kranke Blätter von Kartoffel (Erdgold)	0	0	25	0
TRV-vollsystemische Form[a])	9606	8310	116	102

*) A Homogen., B homogen. und 1 Std/37° C inkub. — C Direkte Phenolextraktion (Gesamt-RNS), D Phenolextrakt aus inkub. Rohsaft (gebundene RNS). a) Samsuntabak; b) N. debnyi: wurde wegen seiner Peronospora-Resistenz in die Versuche einbezogen und hat sich auch für die Vermehrung des Kartoffel-X und Tabakmosaikvirus als sehr geeignet erwiesen.

Wie die Werte zeigen, sind direkte Phenolextrakte (Gesamt-RNS) aus Tabakblättern, die mit schwer vermehrbaren Formen des TRV infiziert wurden, sehr viel infektiöser als die entsprechenden Pufferhomogenate. Dasselbe Präparationsverfahren ergibt auch bei Kartoffelblättern mit den Symptomen des Stengelbunt relativ hohe Läsionenzahlen. Besonders auffallend ist die hohe Infektiosität von Präparationen aus WT-Einzelherden und aus Blättern, die mit WT-RNS infiziert wurden. In allen diesen Fällen sind jedoch die Phenolextrakte aus zuvor inkubierten Pufferhomogenaten, die dann nur die gebundene RNS enthalten, praktisch nicht infektiös, ein Zeichen dafür, daß die nach direkter Phenolextraktion auftretende hohe Infektiosität nicht an Partikeln des TRV gebunden ist. Die Verhältnisse liegen etwa umgekehrt beim normalen vollsystemisch infizierenden TRV. Die direkten Phenolpräparationen haben hier in guter Übereinstimmung mit früheren Befunden[6]) nur noch rund 1% der Infektiosität der Pufferhomogenate. Die Phenolbehandlung des zuvor inkubierten Pufferhomogenates ergibt etwa den gleichen Wert. Alle Phenolpräparationen verlieren ihre Infektiosität nach einstündiger Inkubation bei 37° C oder bei 18 bis 20° C nach 20 Std.

Unter Berücksichtigung der Feststellungen von ENGLER und SCHRAMM[5]) machen diese Ergebnisse es wahrscheinlich, daß das infektiöse Agens in Pflanzen, die mit schwer vermehrbaren Formen des TRV infiziert werden, als freie, d.h. nicht in Viruspartikeln gebundene infektiöse RNS vorliegt. Für diese Annahme spricht weiterhin das Fehlen von Virusteilchen in WT-Pflanzen, obwohl diese in schwerer Form erkrankt sind. Die gleiche Vermutung darf auch auf TR-infizierte Kartoffelstauden ausgedehnt werden, aus denen sich trotz auffälliger Symptome[2]),[9]) nur selten Virus isolieren läßt. Man kann sich nach ENGLER und SCHRAMM[5]) vorstellen, daß die im Pflanzengewebe vorhandene freie infektiöse RNS in Pufferhomogenaten durch freiwerdende Enzyme sofort abgebaut und zerstört wird. Durch direkte Phenolextraktion werden dagegen die Enzymproteine denaturiert und in die Phenolphase übergeführt. Die freie infektiöse RNS bleibt in der wäßrigen Phase erhalten und läßt sich somit durch Abreiben auf Tabakblättern nachweisen.

Wenn man bedenkt, daß RNS-Präparate aus TRV-Lösungen nur noch eine Infektiosität von 0,2 bis 10% besitzen[6]), dann darf man auf Grund der relativ hohen Einzelherdzahlen der Phenolextrakte aus WT-Pflanzen vermuten, daß in ihnen freie RNS in hoher Konzentration vorliegt. Die auffällige Symptomausprägung spricht ebenfalls für diese Annahme.

Die vorliegenden Befunde beim Tabak-Rattle-Virus, daß eine Erkrankungsform durch freie, nicht an Viruspartikeln gebundene infektiöse RNS hervorgerufen werden kann, dürfte eine Reihe neuer Perspektiven für die pflanzliche Virusforschung eröffnen. Die Untersuchungen werden fortgesetzt.

Die Arbeiten wurden mit Mitteln der Deutschen Forschungsgemeinschaft durchgeführt, der wir für die Unterstützung sehr zu Dank verpflichtet sind.

Gießen, Institut für Phytopathologie der Justus Liebig-Universität (Direktor: Prof. Dr. E. BRANDENBURG)

HEINZ LUDWIG SÄNGER und ERNST BRANDENBURG

Eingegangen am 12. April 1961

[1]) BRANDENBURG, E., R. EIBNER u. R. TOSTMANN: Mitt. BBA. **97**, 36 (1959). — [2]) CADMAN, C.H.: Europ. Potato J. **2**, 165 (1959). — [3]) CADMAN, C.H., u. B.D. HARRISON: Ann. Appl. Biol. **47**, 542 (1959). — [4]) EIBNER, R.: Diss. Gießen 1959. — [5]) ENGLER, R., u. G. SCHRAMM: Z. Naturforsch. **15b**, 38 (1960). — [6]) HARRISON, B.D., u. H.L. NIXON: J. Gen. Microbiol. **21**, 591 (1959). — [7]) KÖHLER, E.: Nachrichtenbl. dtsch. Pflanzenschutzdienst **8**, 93 (1956). — [8]) LIHNELL, D.: Proc. 3rd Conf. Potato Virus Dis. Lisse-Wageningen 1957, S. 184. — [9]) SÄNGER, H.L.: Diss. Gießen 1960. — [10]) SCHLEGEL, D.E.: a) Phytopathology **50**, 156 (1960); b) Virology **11**, 329 (1960).

Besprechungen

Künzi, Hans P.: Quasikonforme Abbildungen. (Ergebnisse der Mathematik und ihrer Grenzgebiete, Neue Folge, Heft 26.) Berlin-Göttingen-Heidelberg: Springer 1960. VIII, 182 S. u. 35 Abb. Gr.-8°. DM 39,—.

Konforme Abbildungen überführen bekanntlich kleine Kreise wieder angenähert in kleine Kreise. Bei einer quasikonformen Abbildung gehen dagegen kleine Kreise in kleine Ellipsen von beschränktem Achsenverhältnis über. In neuerer Zeit hat sich die Theorie der quasikonformen Abbildungen zu einem neuen Zweig der Funktionentheorie entwickelt, der jetzt zusammenfassend in diesem Ergebnisbericht dargestellt worden ist.

Nach einigen vorbereitenden Ausführungen über konforme Abbildungen definiert der Verfasser differenzierbare quasikonforme Abbildungen und stellt ihren Zusammenhang mit den konformen Abbildungen und einige Anwendungen dar. Anschließend werden ausführlich quasikonforme Abbildungen unter abgeschwächten Voraussetzungen und der Zusammen-

hang zwischen den verschiedenen möglichen Definitionen untersucht. Es folgt die Theorie der extremalen quasikonformen Abbildungen, die auch vom Standpunkt der analytischen Funktionen von großem Interesse ist, so für das Modulproblem Riemannscher Flächen. Den Schluß bildet eine weitere Verallgemeinerung des Begriffs der konformen Abbildung mittels elliptischer Differentialgleichungen. Das Buch enthält ein ausführliches Literaturverzeichnis.

Die meisten Sätze sind mit knappen Beweisen versehen. Für die Hauptresultate werden sogar mehrere verschiedene Beweise gegeben. Man kann daher diesen Ergebnisbericht auch als Lehrbuch benutzen, obgleich es sich wohl in erster Linie an den Fachmann wendet.

CHRISTIAN POMMERENKE (Göttingen)

Burbidge, G. R., F. D. Kahn, R. Ebert, S. v. Hoerner und St. Temesváry: Die Entstehung von Sternen durch Kondensation diffuser Materie. Berlin-Göttingen-Heidelberg: Springer 1960. VI, 330 S., 36 Abb. Gr.-8°. Gzl. DM 38.—

Die Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Ärzte setzte 1956 für die Behandlung des Problemkreises der Sternentstehung einen Preis aus. Es wurde dabei „eine Darstellung der verschiedenen gegenwärtig in der Literatur vorhandenen Ansätze und Theorien, nicht die einseitige Propagierung einer bestimmten Theorie, gewünscht". Von zwölf eingegangenen Bewerbungen wurden die im vorliegenden Band abgedruckten drei Arbeiten ausgezeichnet. Die beiden ersten Aufsätze von BURBIDGE und KAHN sind in englischer Sprache, der dritte, von drei deutschen Autoren geschrieben, ist in deutscher Sprache abgefaßt. In allen drei Abhandlungen wird, entsprechend den im Preisausschreiben herausgestellten Fragen, vor allem eingangen 1. auf die Gründe, die dafür sprechen, daß bestimmten Sterngruppen ein definiertes Alter zugeschrieben werden muß und daß Sterne auch in der Gegenwart aus interstellarer Materie entstehen, 2. auf die Prozesse, die zur Sternbildung aus diffuser Materie führen können, und 3. auf die Versuche, das Phänomen der verschiedenen Sternpopulationen theoretisch zu verstehen. Neben dem Kernproblem der Bildung neuer Sterne, dessen Behandlung jeweils einen relativ kleinen Raum beansprucht, werden also die ganzen heutigen Vorstellungen von der zeitlichen Entwicklung von Sternen und Sterngruppen diskutiert. Dabei sind die einzelnen Arbeiten in der Auswahl und Anordnung des Stoffes und seiner kritischen Beurteilung sehr voneinander verschieden und gestatten so reizvolle Vergleiche. Es zeigt sich, daß in vielen Punkten noch keine einheitliche Meinung besteht und daß grundlegende Fragen zum Teil noch wenig geklärt sind. So sind insbesondere die Vorgänge, die zur Entstehung von Einzelsternen führen, nur unzureichend bekannt. Nach den Instabilitätskriterien kann die erforderliche starke Verdichtung einer zunächst weit ausgedehnten Gasmasse durch Kontraktion nur bei 10^2 bis 10^4 Sonnenmassen erreicht werden. Mögliche Auswege aus diesem Dilemma sind in jeder der drei Arbeiten angedeutet. Aber gerade weil die Erforschung der Sternentstehung noch ganz im Fluß ist, werden diese Berichte für die künftige Entwicklung dieses Arbeitsgebietes sehr wertvoll sein. Ohne Zweifel erfüllen sie den im Preisausschreiben ausgedrückten Wunsch, nämlich „einen undurchsichtigen Fragenkomplex zu klären, um die künftige Forschung in einem Felde zu erleichtern, das immer stärkere Arbeit erfordert".

H. ELSÄSSER (Göttingen)

Wyckoff, R. W. G.: Crystal Structures. New York u. London: Interscience Publishers 1957—1959. Chapters XI—XII (1957; § 7.00). Supplement III: Chapt. I—VIII (1958; § 20.00). Suppl. IV: Additions to Chapt. IX, X, XIII—XV (1959; § 22.00).

WYCKOFFS Crystal Structures stellt einen der ersten, wenn nicht überhaupt den ersten Versuch dar, ein größeres Referatenwerk dadurch auf dem laufenden zu halten, daß man es in Art eines Ringbuches herausgibt, so daß die notwendigen Nachträge vom Benutzer an der richtigen Stelle eingereiht werden können. Man spart dadurch Neuauflagen oder gedruckte Nachtragsbände, welche die Arbeit naturgemäß etwas erschweren.

Mit den vorliegenden Lieferungen sind durch „Section IV" die anorganischen Kapitel abgeschlossen: Kapitel XI umfaßt „Verschiedene anorganische Verbindungen", Kapitel XII die Silikate. Die Ergänzungslieferung III bringt Nachträge zu den anorganischen Kapiteln I—VIII (also zu den anorganischen Verbindungen mit verhältnismäßig einfachem Formeltyp), die Ergänzungslieferung IV bringt Nachträge zu den anorganischen Kapiteln IX (Formeltyp $R_x(MX_m)_y$) und X (Hydrate und Ammoniakate) sowie zu den organischen Verbindungen.

Im Vergleich zu den „Structure Reports" wird in WYCKOFFS „Crystal Structures" die Literatur rascher bearbeitet (in den vorliegenden Teilen sind häufig schon Arbeiten aus 1955 bearbeitet), die Berücksichtigung erfolgt jedoch offenbar nach individuelleren Gesichtspunkten und nicht so vollständig.

JOSEF ZEMANN (Göttingen)

Structure Reports. Vol. 16, for 1952. Hrsg. v. A. J. C. WILSON. Utrecht: N. V. A. Oosthoek's Uitgevers Mij 1959. VIII, 651 S. Gr.-8°. § 32.—.

Der vorliegende 16. Band der „Structure Reports" behandelt die einschlägigen (meist kristallstrukturellen) Arbeiten aus dem Jahre 1952. In Inhalt und Form entspricht er völlig seinen Vorgängern seit Band 8. Dieses Referatenwerk ist ein tägliches Arbeitsinstrument des modernen Chemikers und Mineralogen geworden und bedarf keiner weiteren Empfehlung. Vom Standpunkt des Benützers ist es jedoch sehr bedauerlich, daß die „Structure Reports" in einem so großen zeitlichen Abstand von den Originalpublikationen folgen — beim vorliegenden Band sind es 7 Jahre. Dadurch wird die Berücksichtigung der neueren Literatur und die Vermeidung von Doppelarbeit zu einem immer größeren Problem. Eine Beschleunigung des Referiersystems würde für die kristallstrukturelle Arbeit ganz allgemein eine große Hilfe bedeuten.

JOSEF ZEMANN (Göttingen)

Amino Acids, Proteins and Cancer Biochemistry. Hrsg. von JOHN T. EDSALL: New York/London: Academic Press 1960. IX, 244 S. u. 94 Fig. Gr.-8°. Ln. § 7.00.

GREENSTEIN ist in Deutschland vor allem durch sein Buch „Biochemistry of Cancer" bekannt geworden. Jeder, der es gelesen hat, wird tief beeindruckt sein, mit welch umfassenden Kenntnissen, nicht nur auf dem Gebiet der Biochemie, sondern auch auf anderen, fernerstehenden, wie Genetik, Immunologie, Chemotherapie usw., der Verfasser seinen Stoff gemeistert hat. Schüler und Freunde haben sich nach seinem Tode (12. 2. 59) am 16. 9. 59 zusammengefunden, um sein Andenken durch ein Symposion zu ehren. Einer Lebensskizze und Nachruf (EDSALL und MEISTER) folgen 10 Vorträge, die alle die Einflußnahme GREENSTEINS erkennen lassen. WINITZ u. Mitarb. geben eine flüssige Standardkost für Ratten an, die auf GREENSTEINS Methode der Herstellung reiner Aminosäuren beruht. Den Aminosäuren sind noch zwei Vorträge gewidmet: MEISTER, Biosynthese von Peptidverbindungen, GOBER und PETERSON, Chromatographie von Eiweißmischungen. Mit der Biochemie der Tumoren befassen sich WEINHOUSE, ROBERTS und SIMONSEN, KIT, sowie RACKER, WU und ALPERS. Das vorliegende Buch ist sowohl für den Biochemiker als auch für den Krebsforscher wichtig.

F. KRÖNING (Göttingen)

The Proteins. Hrsg. von HANS NEURATH und KENNETH BAILEY. Bd. 2, Teil B. New York: Academic Press 1954. IX, 633 S. u. 76 Abb. Gr.-8°. Gzl. § 16.50.

Mit diesem letzten Teilbande schließt ein imposantes Werk ab, dessen zweiter Band allein 1418 Seiten umfaßt. Die viele Literatur dieses jetzt vielleicht am stärksten bearbeiteten biochemischen Feldes ist in Fußnoten und ohne Arbeitstitel angegeben. 6 Beiträge sind in diesem letzten Teil vereinigt, geschrieben von 7 Mitarbeitern. Sie umfassen folgende Fragestellungen: Die Proteine des Blutplasmas und der Lymphe, die Immunitätsreaktionen, die Struktur der Proteine in der Seide, dem Keratin, dem Kollagen und den Muskeln; proteolytische Enzyme, Peptide und Proteinsynthese, Protein-Turnover. Erstaunlich ist die Fülle der Tatsachen und dabei die Geschicklichkeit der Herausgeber, von einem Beitrag auf den anderen zu verweisen.

GOTTWALT CHRISTIAN HIRSCH (Göttingen)

Herausgeber und verantwortlicher Redakteur: Professor Dr. Ernst Lamla, Göttingen. — Verantwortlich für den Anzeigenteil: Günter Holtz, Berlin-Wilmersdorf, Heidelberger Platz 3. — Springer-Verlag OHG, Berlin-Göttingen-Heidelberg. — Druck der Universitätsdruckerei H. Stürtz AG., Würzburg. — Printed in Germany

Vor kurzem erschien:

Größen und Einheiten der Elektrizitätslehre

Von Dr.-Ing. JOHANNES FISCHER,
o. Professor an der Technischen Hochschule Karlsruhe

Mit 2 Abbildungen. VIII, 122 Seiten Gr.-8°. 1961.
DM 13,50; Ganzleinen DM 16,50

INHALTSÜBERSICHT

Größen · Einheiten: Praktische Einheiten. CGS-Einheiten. Folgerungen. Umrechnungen von Zahlenwerten und von Einheiten · Tabellen I—XVIII · Namen- und Sachverzeichnis.

ZUR INFORMATION

Das Buch ist für Physiker und Elektrotechniker geschrieben. Es werden zuerst einige Begriffe klargelegt, die man in der Lehre von den Größen und den Einheiten braucht. Hierauf werden nach einer angegebenen deduktiven Methode, die kennzeichnenden Größen erst des elektrischen, dann des magnetischen Feldes abgeleitet. Die Frage der in bestimmter Hinsicht notwendigen und hinreichenden Anzahl unabhängiger Größen wird behandelt. Für die systematische Darstellung der Einheiten wird von den Größengleichungen ausgegangen. Behandelt werden vor allem die heute gebräuchlichen praktischen Einheiten und die CGS-Einheiten sowie ihre Zusammenhänge. Die angeschlossenen Tabellen (Größengleichungen, Zahlenwertgleichungen der Systeme, praktische Einheiten und CGS-Einheiten, Umrechnungstafeln) sollen den Praktiker unterstützen, der immer wieder vor der Aufgabe steht, aus einer Form der Gleichungen in eine andere und aus einem Einheitensystem in ein anderes übersetzen zu müssen.

SPRINGER-VERLAG
BERLIN · GÖTTINGEN · HEIDELBERG

aus JENA

Stereomikroskop SM XX
mit Vergrößerungsschnellwechsel von 4x bis 100x

oder **Stereomikroskop SM XXB**
mit festen Vergrößerungsstufen von 10x und 40x
für Beobachtungen
im auf- und durchfallenden Licht

JENOPTIK JENA GmbH

Vertrieb für die Bundesrepublik
Werner Jähnert, Göttingen
Weender Landstraße 6, Hochhaus
Generalvertretung der optischen Werke JENA

Handbuch der Physik · Encyclopedia of Physics

Herausgegeben von S. Flügge, Marburg/Deutschland

54 Bände mit Beiträgen in deutscher, englischer und französischer Sprache

Im Mai 1961 wird erscheinen: In Gruppe IX

Kosmische Strahlung / Cosmic rays

(umfaßt die Bände XLVI/1 und XLVI/2)

Band XLVI/1

Kosmische Strahlung I / Cosmic rays I

Mit etwa 150 Figuren. Etwa 360 Seiten Gr.-8°. 1961. In englischer Sprache

Vorbestellpreis gültig bis zum Erscheinen Ganzleinen DM 78,40

Endgültiger Ladenpreis nach Erscheinen Ganzleinen DM 98,—

Bei Verpflichtung zur Abnahme des Gesamtwerkes gilt der Vorbestellpreis nach Erscheinen des Bandes weiter als Subskriptionspreis bis zum Abschluß des Werkes; jedoch ist jeder Band und Bandteil einzeln zum Ladenpreis käuflich

CONTENTS

The origin of cosmic rays. By Ph. Morrison, Ithaca/N.Y., USA · Theory of the geomagnetic effects of cosmic radiation. By M. S. Vallarta, Mexico/D. F., Mexico · Experimental results of flights in the stratosphere. By E. C. Ray, Iowa City/Iowa, USA · Penetrating showers. By K. Sitte, Haifa, Israel · Extensive air showers. By G. Cocconi, Ithaca/N.Y., USA · The hard component of μ-mesons in the atmosphere. By G. N. Fowler, Bristol, Great Britain, and A.W. Wolfendale, Durham, Great Britain.

SPRINGER-VERLAG · BERLIN · GÖTTINGEN · HEIDELBERG

Neu!

Zeitschrift für Versuchstierkunde

Herausgeber: Paul Cohrs, Hannover · Horst Heinecke, Jena · Arnold Spiegel, Hannover-Linden.

Dem wissenschaftlichen Beirat gehören bisher an: K. Ando, Tokyo; A. Graffi, Berlin-Buch; R. Gönnert, Elberfeld; E. L. Green, Bar Harbor, Maine; H. Knöll, Jena; W. Lane-Petter, Carshalton; O. Mühlbock, Amsterdam; E. Pogosianz, Moskau; H. Röhrer, Insel Riems; G. Ruhenstroth-Bauer, München; M. Sabourdy, Gif-sur-Yvette; W. Schäfer, Tübingen.

Auf allen Gebieten der medizinischen und biologischen Forschung ist eine ständige Zunahme der Verwendung von Versuchstieren festzustellen. An ihre Qualität in erblicher und gesundheitlicher Hinsicht müssen höhere Anforderungen als bisher gestellt werden. Andere Tierarten werden zu Versuchstieren. Dies erfordert die Bearbeitung zahlreicher Probleme, für deren Veröffentlichung ein eigenes Organ notwendig ist. In der „Zeitschrift für Versuchstierkunde", der ersten dieser Art auch im internationalen Maßstab, sollen daher erscheinen:

Originalarbeiten über die Anatomie, Physiologie (Normalwerte), Systematik, Ökologie, Geschichte usw. der Versuchstierarten, die Tierhaltung (Tierräume), Käfige, Fütterung usw.), Tierzucht (Zuchtmethoden, Tierstämme, Genetik), Krankheiten der Versuchstiere (Ätiologie, pathologische Anatomie, Histologie und Physiologie) und ihre Verhütung, Parasiten und ihre Bekämpfung, Methodik des Tierversuches. *Übersichtsreferate, Buchbesprechungen, kurze Mitteilungen.*

Erscheinungsweise und Bezugsbedingungen: 6 Hefte, die in zwangloser Folge erscheinen, bilden einen Band. Heftumfang 32 Druckseiten. Format 17 × 24 cm. Das erste Heft wird im 2. Halbjahr 1961 ausgegeben. Preis je Heft etwa 4,50 DM.

Bestellen Sie bitte bei Ihrem Buchhändler

VEB GUSTAV FISCHER VERLAG JENA

SEMPER BONIS ARTIBUS